AGROMÉTÉOROLOGIE

La dynamique de l'atmosphère et les prévisions du temps

Ce bulletin a été rédigé par
Alcide Ouellet, Mireille Leblanc
et Jacques Côté en collaboration avec
la commission d'Agrométéorologie.

Gouvernement du Québec
**Ministère de l'Agriculture
des Pêcheries et de l'Alimentation**

Québec
1986

Photo: M. Chouinard, MAPAQ

Illustrations

Brigitte CARRIER, Ministère de l'Agriculture, des Pêcheries et de l'Alimentation du Québec, Québec.
Conception générale et figures: 1, 6, 23, 26, 39, 40, 45.

Paul-André GAGNON, Delisle graphiste-illustrateur, Québec.
Figures: 2, 3, 4, 5, 7, 8, 9, 10, 11, 13, 14, 15, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 24, 25, 28, 30, 31, 32, 33, 34, 35, 38.

Adrien HUBERT, Communication Québec.
Figures: 46, 47, 48, 49, 50, 51.

Josette JOBIN, Québec.
Figures: 12, 16, 27, 44.

May ROUSSEAU, Sillery
Figures: 29 (groupe de 8).

Carte des nuages

May ROUSSEAU, Sillery.
Schémas des nuages.

Service de l'environnement atmosphérique, Environnement Canada.
photos et séparation des couleurs des nuages.

Dépôt légal
Bibliothèque nationale
4e trimestre 1986
ISBN-2-550-11673-9

AGROMÉTÉOROLOGIE — DYNAMIQUE DE L'ATMOSPHÈRE ET PRÉVISIONS DU TEMPS

COMMISSION D'AGROMÉTÉOROLOGIE

BOISVERT, Johanne — *Agriculture Canada, Ottawa, Ontario.*
CASTONGUAY, Yves — *Agriculture Canada, Sainte-Foy.*
CÔTÉ, Jacques — *Environnement Canada, Ville Saint-Laurent.*
COUTURE, Jean-Noël — *Ministère de l'Agriculture, des Pêcheries et de l'Alimentation du Québec, St-Joseph de Beauce.*
DUBÉ, Pierre-André — *Université Laval, Sainte-Foy.*
FERLAND, Michel — *Ministère de l'Environnement du Québec; Sainte-Foy.*
GRAS, Gérard — *Union des Producteurs Agricoles, Longueuil.*
LAMB, Paul — *Ministère de l'Environnement du Québec, Sainte-Foy.*
LÉONARD, Roger — *Environnement Canada, Ville Saint-Laurent.*
LETENDRE, Michel — *Ministère de l'Agriculture, des Pêcheries et de l'Alimentation du Québec, Sainte-Foy.*
MULLIER, Patrice — *Régie des Assurances agricoles du Québec, Lévis.*
POIRÉ, Raymond — *Ministère de l'Agriculture, des Pêcheries et de l'Alimentation du Québec, Sainte-Foy.*
SCHUEPP, Peter — *Université McGill, Sainte-Anne-de-Bellevue.*

ÉDITION

CARRIER, Brigitte — *Ministère de l'Agriculture, des Pêcheries et de l'Alimentation du Québec, Québec.*
IMBEAULT, Marjolaine — *Ministère de l'Agriculture, des Pêcheries et de l'Alimentation du Québec, Québec.*
SOUCY, Yvan — *Ministère de l'Agriculture, des Pêcheries et de l'Alimentation du Québec, Québec.*

Table des matières

Introduction 7

LES ÉLÉMENTS DU TEMPS

Le rayonnement solaire 10
L'atmosphère 13
L'humidité atmosphérique 15
Les nuages et la précipitation 15

LA PRESSION ET LA CIRCULATION ATMOSPHÉRIQUE

La pression atmosphérique et les lois qui régissent le mouvement 21
La pression et la force de gravité 21
Le champs de pression et les lois du mouvement horizontal 21
La pression et la loi des gaz parfaits 25
Le rapport pression-altitude 25
La circulation atmosphérique 26
La circulation moyenne en surface 26
La circulation moyenne en altitude 28
Les modèles de circulation générale 28
Le régime de circulation tropical et les régimes de circulation extra-tropicaux 32
L'influence géographique sur la circulation 32

LES MASSES D'AIR, LES FRONTS ET LES DÉPRESSIONS

Les masses d'air 35
Les fronts 35
Les dépressions frontales 40
Les dépressions non frontales 42
Les systèmes météorologiques 44
Les systèmes météorologiques et le temps 44
Les systèmes de pression quasi-permanents 46
Les systèmes de pression migratoire 46

LES PRÉVISIONS MÉTÉOROLOGIQUES

Aperçu historique 49
L'acquisition de données 49
Les observations en surface 49
Les observations en altitude 49
Les observations complémentaires par satellite 49
Les observations complémentaires par radar-météorologique 51
La transmission et le traitement des données 53
Les prévisions à courte (2 jours) et moyenne échéance (3 à 5 jours) 53
Les prévisions numériques 53
Les éléments prévus 54
La diffusion des prévisions 56
La fiabilité des prévisions 58

LES PRÉVISIONS À LONGUE ÉCHÉANCE

Les prévisions à longue échéance 61

LES MODIFICATIONS AU TEMPS

Les modifications au temps 62

ANNEXE 1 — AGROMÉTÉOROLOGIE

Liste des figures 64

Introduction

L'agriculture, comme bien d'autres activités humaines, est soumise aux aléas du temps et du climat. Elle s'y est, en général, assez bien adaptée. Cependant, elle trouve profit à utiliser les prévisions afin de parer aux conditions météorologiques très changeantes. Les prévisions météorologiques peuvent être d'un apport précieux parce qu'elles facilitent la prise quotidienne de décisions, qu'il s'agisse de planifier des travaux, de protéger des cultures contre certains dangers ou de maximiser la productivité.

Ce bulletin explique sommairement ce qui se passe dans l'atmosphère, ce qui permet de faire ressortir les principes qui servent à la prévision du temps. Il est divisé en quatre parties. La première porte sur les éléments du temps, c'est-à-dire les facteurs qui influencent le temps. La seconde et la troisième, plus théoriques, expliquent la circulation atmosphérique et la rencontre de masses d'air. La quatrième donne des éléments de prévision météorologique à courte et moyenne échéance. On trouvera par la suite quelques informations sur les prévisions à long terme et sur quelques tentatives pour modifier le temps.

LES ÉLÉMENTS DU TEMPS

Le rayonnement solaire

L'atmosphère

L'humidité atmosphérique

Les principaux facteurs qui influencent le temps sont le rayonnement solaire, l'atmosphère et l'humidité atmosphérique.

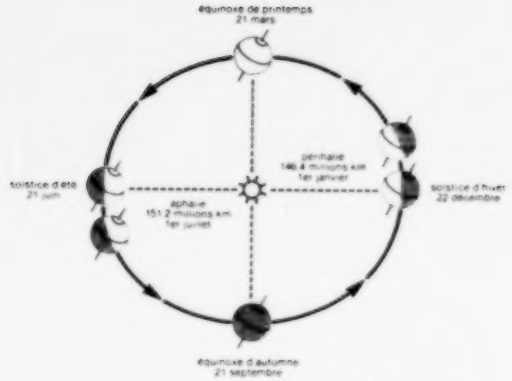


FIGURE 1 — **Orbite de la terre autour du soleil.**

Le rayonnement solaire

Le rayonnement émis par le soleil est la source d'énergie de toute l'activité atmosphérique; on l'appelle également insolation. Ce rayonnement est absorbé par la terre en quantités plus ou moins grandes suivant les conditions rencontrées.

Tout d'abord, l'insolation dépend de la distance entre le soleil et la terre. Cette distance varie au cours de l'année. En effet, la terre décrit une orbite elliptique autour du soleil, de sorte qu'elle est plus rapprochée en janvier et plus éloignée en juillet. Aussi, l'hiver devrait être plus doux et l'été plus frais dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud. Mais, l'angle d'incidence du rayonnement solaire, l'importance des océans dans l'hémisphère sud ainsi que les circulations atmosphériques et océaniques compensent pour cette inégalité.

La hauteur du soleil au-dessus de l'horizon est un paramètre plus significatif. Plus le soleil est près du zenith — *la verticale locale d'un point* — plus le rayonnement est intense et moins il subit de perte en traversant l'atmosphère et en se réfléchissant sur le sol.

La hauteur du soleil dépend de l'heure, de la saison et de la latitude. Elle atteint son maximum journalier à midi, heure locale et son maximum saisonnier au solstice d'été (fin juin) pour l'hémisphère nord et au solstice d'hiver (fin décembre) pour l'hémisphère sud. Il y a cependant deux maxima partout entre les tropiques (23,5 degrés de part et d'autre de l'équateur). Par ailleurs, l'élévation maximale du soleil diminue des tropiques vers les pôles. Ce fait entraîne l'accumulation d'un excédent d'énergie sous les tropiques et constitue un des éléments déterminants de la circulation atmosphérique.

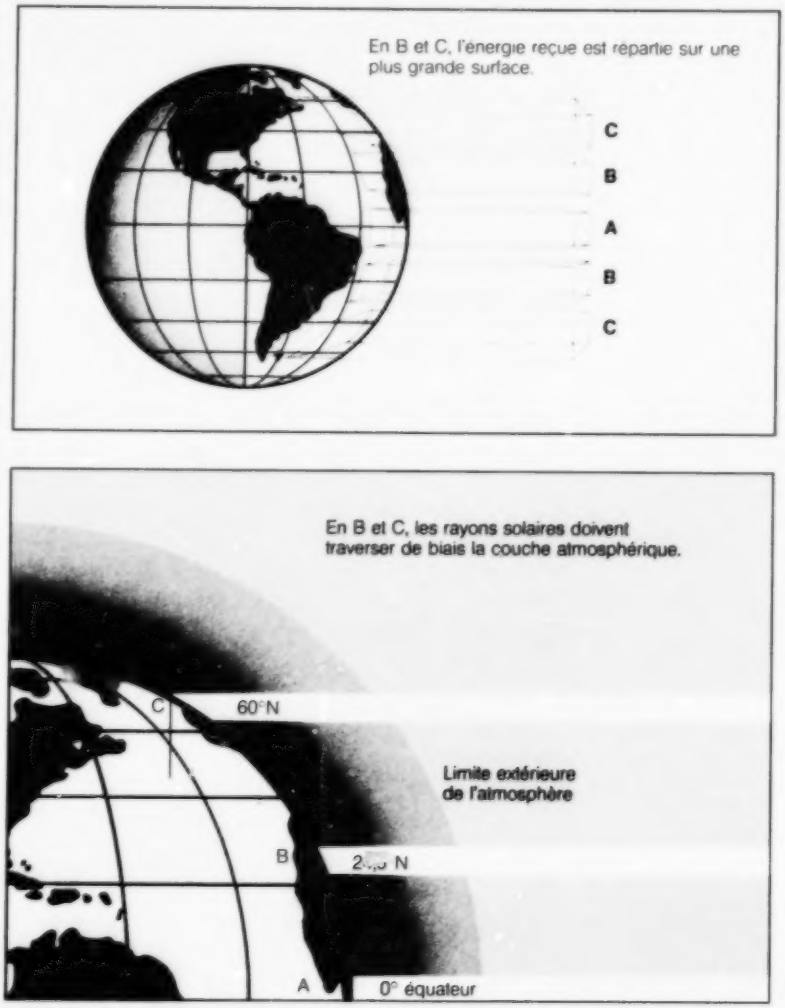


FIGURE 2 — **Relation entre l'angle d'incidence et l'efficacité du rayonnement solaire. A – Soleil au zénith, très efficace; B et C – Angles d'incidence plus aigus, insolation moins efficace.**

L'insolation reçue dépend aussi de la longueur du jour. Cette longueur varie avec la latitude et la saison de sorte qu'à l'équateur, le jour se maintient à 12 heures tandis qu'aux pôles il passe de 0 heure l'hiver à 24 heures l'été. Le tableau 1 donne la longueur du jour à différentes latitudes nordiques.

Le relief modifie localement l'angle d'incidence des rayons solaires et la durée du jour. Par exemple, une pente bien exposée reçoit sensiblement plus d'insolation que la plaine environnante. Par contre, l'insolation est considérablement réduite sur la pente opposée et dans la plaine, sous l'ombre de la pente. (TABLEAU 2).

La nature de la surface terrestre intervient également. Elle détermine quelle fraction de l'énergie solaire reçue est réfléchie (réflectivité), donc non disponible pour réchauffer le sol. La réflectivité est d'environ 10 % pour une forêt sombre et dense, de 40 % pour le sable du désert et de 85 % pour la neige fraîche. Ainsi durant l'hiver, sous les hautes latitudes, la réflexion du rayonnement est maximale; avec cette réflection maximale, le jour très court et le soleil très bas, l'apport d'énergie est au minimum.

Sur l'eau, la réflectivité est très faible lorsque le soleil est haut (moins de 5 %). De plus, la transparence et les mouvements de l'eau permettent à l'énergie de pénétrer beaucoup plus profondément que dans la terre ferme. L'eau possède une grande capacité calorifique, c'est-à-dire qu'elle peut emmagasiner ou fournir beaucoup d'énergie (chaleur) sans que sa température ne varie beaucoup. Par conséquent, les océans et, dans une moindre mesure, les autres masses d'eau atténuent et retardent les variations diurnes et saisonnières de température. Les masses d'eau permettent également la redistribution d'énergie par l'intermédiaire des courants marins.

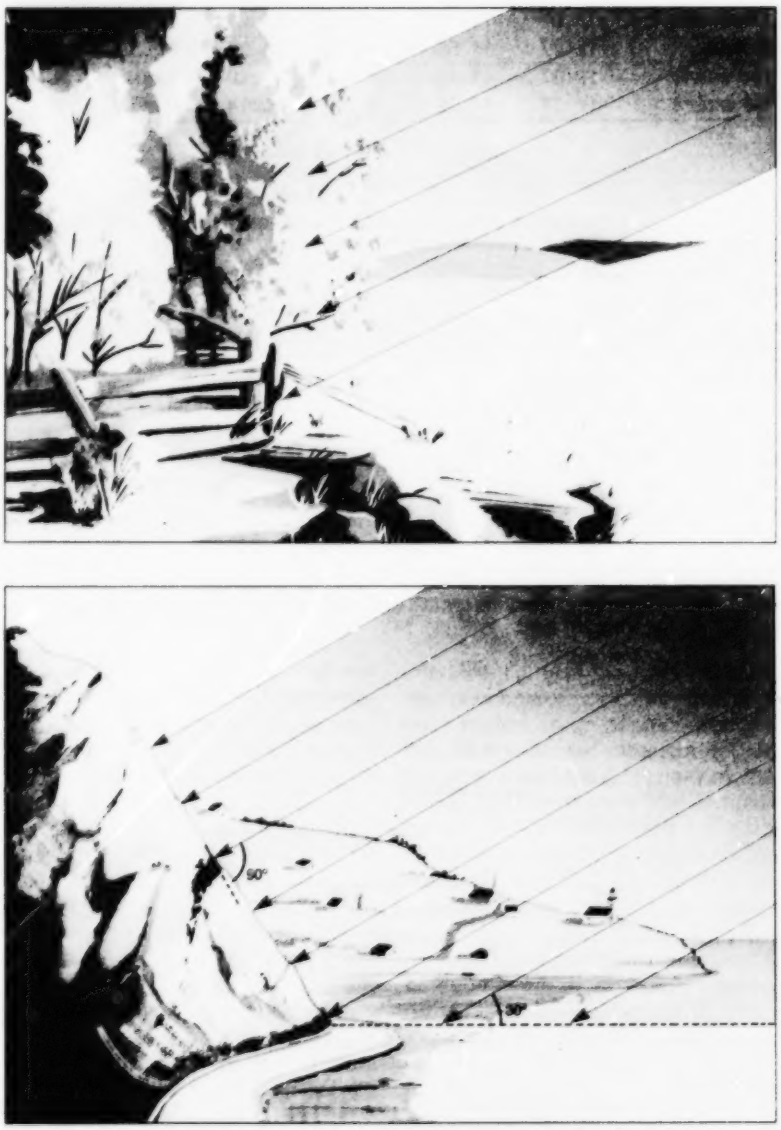


FIGURE 3 — **Influence du relief sur l'insolation et la durée du jour.**

TABLEAU 1 — **Longueur du jour à différentes latitudes nordiques, en heures et en minutes au quinzième jour de chaque mois.**

Mois	Latitude									
	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
Janvier	12:07	11:35	11:02	10:24	9:37	8:30	6:38	0:00	0:00	0:00
Février	12:07	11:49	11:21	11:10	10:42	10:07	9:11	7:20	0:00	0:00
Mars	12:07	12:04	12:00	11:57	11:53	11:48	11:41	11:28	10:52	0:00
Avril	12:07	12:21	12:36	12:53	13:14	13:44	14:31	16:06	24:00	24:00
Mai	12:07	12:34	13:04	13:38	14:22	15:22	17:04	22:13	24:00	24:00
Juin	12:07	12:42	13:20	14:04	15:00	16:21	18:49	24:00	24:00	24:00
Juillet	12:07	12:40	13:16	13:56	14:49	15:38	17:31	24:00	24:00	24:00
Août	12:07	12:28	12:50	13:16	13:48	14:33	15:46	18:26	24:00	24:00
Septembre	12:07	12:12	12:17	12:23	12:31	12:42	13:00	13:34	15:16	24:00
Octobre	12:07	11:55	11:42	11:28	11:10	10:47	10:11	9:03	5:10	0:00
Novembre	12:07	11:40	11:12	10:40	10:01	9:06	7:37	3:06	0:00	0:00
Décembre	12:07	11:32	10:56	10:14	9:20	8:05	5:54	0:00	0:00	0:00

TABLEAU 2 — **Radiation solaire directe: Total journalier moyen reçu sur une surface en pente par rapport au total journalier moyen reçu sur une surface horizontale (%)**

Latitude	Orientation et degré de la pente		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
44° N	Versant Nord	10°	57	70	80	89	94	96	95	92	85	75	60	54
	Versant Sud		138	128	118	109	103	101	102	105	112	125	133	140
	Versant Nord	20°	13	36	57	74	85	89	87	80	64	46	20	10
	Versant Sud		174	152	130	113	104	99	101	108	122	144	160	180
46° N	Versant Nord	10°	51	67	79	88	93	95	94	91	83	73	56	46
	Versant Sud		143	131	119	109	103	101	102	106	113	127	139	145
	Versant Nord	20°	9	32	54	73	85	88	87	79	63	42	14	7
	Versant Sud		186	158	132	114	105	100	102	110	124	148	170	190
48° N	Versant Nord	10°	45	64	77	87	92	95	94	91	82	71	51	37
	Versant Sud		148	134	120	110	104	101	102	107	114	129	145	150
	Versant Nord	20°	4	27	51	72	84	88	86	78	62	38	9	3
	Versant Sud		196	164	135	116	106	104	103	111	126	152	180	210

P.A. DUBÉ, Université Laval

L'atmosphère

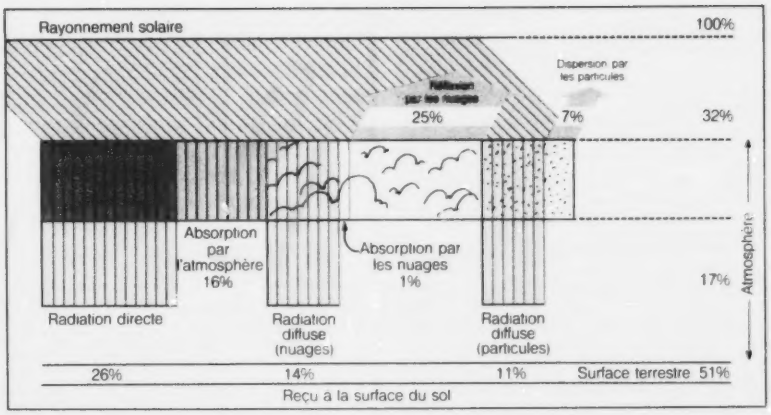
L'atmosphère est la couche de gaz qui enveloppe la terre. Elle se compose d'azote (78 % du volume), d'oxygène (21 %) et de faibles quantités d'autres gaz (argon, bioxyde de carbone ou gaz carbonique, ozone, etc.). La basse atmosphère contient également des quantités variables de vapeur d'eau (jusqu'à 4 %) et des particules en suspension (poussières, sel marin, etc.).

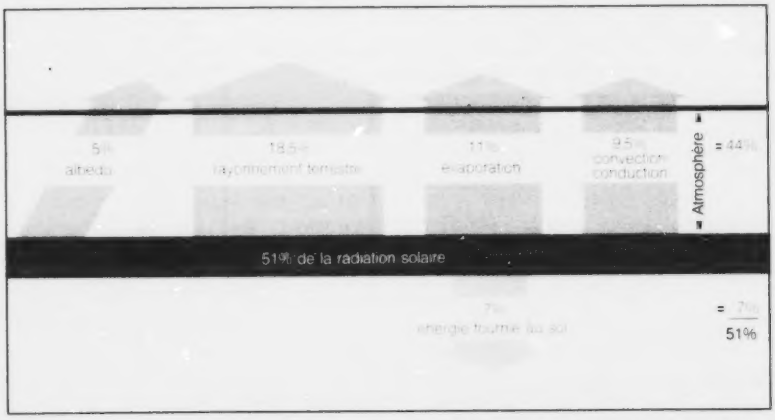
L'épaisseur de l'atmosphère est de l'ordre de 100 kilomètres. Sa partie basse, la TROPOSPHÈRE, va jusqu'à une dizaine de kilomètres (environ 8 km au-dessus des pôles et 16 km à l'équateur) et contient environ 75 % de la masse atmosphérique et la quasi-totalité de la vapeur d'eau et des particules en suspension. C'est là que se déroulent la presque totalité des phénomènes météorologiques.

La pression atmosphérique (poids supporté par unité de surface) permet de mesurer le poids de l'atmosphère. Ce poids diminue en fonction de l'altitude et plus rapidement lorsque l'air est froid.

Comme l'air est compressible, sa densité décroît rapidement avec l'élévation. La moitié de sa masse se trouve à moins de 5 km de la surface. En haute altitude, l'atmosphère est très tenue et sa composition est différente.

L'atmosphère agit plus ou moins comme un coussin protecteur contre le rayonnement solaire. Elle réfléchit une partie de ce rayonnement (près de 30 %). Elle en absorbent également une autre partie (15 à 20 %); Cette perte est d'autant plus importante que le soleil est bas à l'horizon et que les rayons suivent une trajectoire oblique plus longue dans l'atmosphère. En moyenne, la terre et l'atmosphère retiennent annuellement près des deux tiers de l'énergie reçue du soleil; c'est la surface terrestre qui absorbe la majeure partie de cette fraction.





Adapté de Flohn H. Le temps et le climat

FIGURE 4 — **Rayonnement solaire moyen disponible à l'atmosphère et à la surface terrestre.**

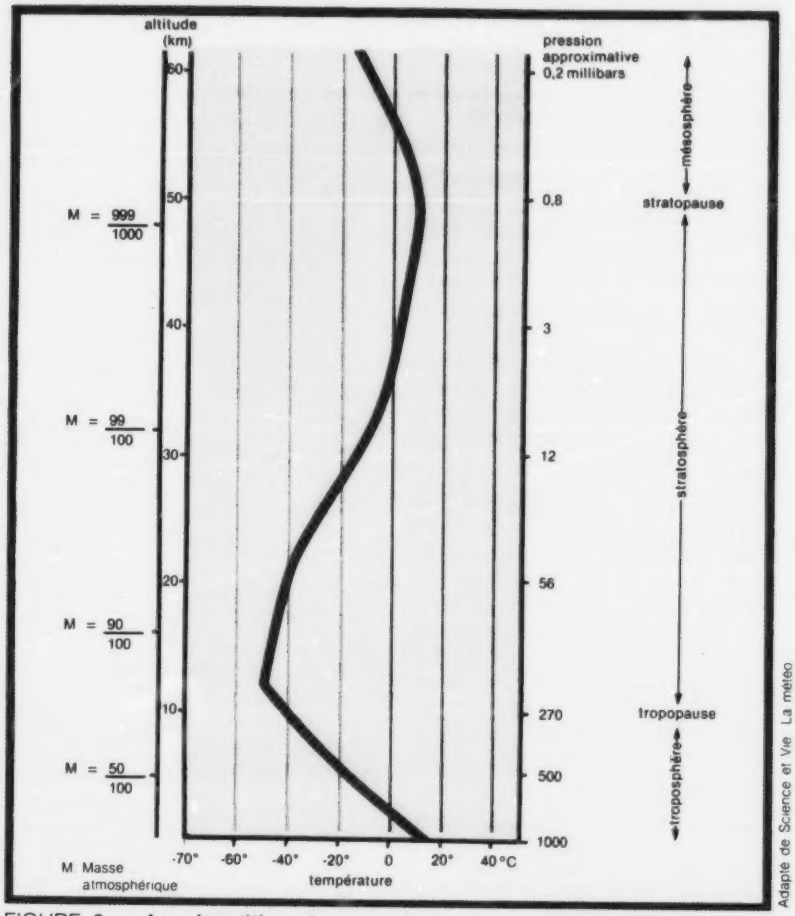
FIGURE 5 — **L'énergie accumulée à la surface terrestre, sur le sol et dans la mer est retournée en grande partie à l'atmosphère.**

La surface terrestre, l'air et les nuages émettent de l'énergie par rayonnement en fonction de leur température (FIGURE 5). Il s'agit de rayonnement dans l'infrarouge, invisible à l'oeil. L'atmosphère, surtout si elle est humide et nuageuse, absorbe une partie de ce rayonnement terrestre; c'est ce qu'on appelle l'effet de serre. Ce phénomène limite de façon continue le refroidissement surtout par nuits humides et temps couvert. Outre le rayonnement, d'autres phénomènes contribuent à réchauffer l'atmosphère par contact immédiat de l'air à partir du sol. La CONDUCTION permet le réchauffement de l'atmosphère avec la surface terrestre réchauffée. Cependant, l'air est mauvais conducteur de chaleur. La CONVECTION qui consiste en un déplacement de l'air réchauffé est beaucoup plus efficace. L'air chaud devient moins dense et s'élève pour être remplacé par de l'air plus froid qui sera réchauffé à son tour. L'ÉCHANGE DE LA CHALEUR LATENTE, un phénomène impliquant la vapeur d'eau, sera expliqué plus loin.

Les échanges de chaleur, le refroidissement et le réchauffement, s'effectuent essentiellement dans la couche inférieure de l'atmosphère — *la troposphère* — par contact avec la surface terrestre. Au delà, l'absorption du rayonnement solaire, la faible densité de l'air et pour

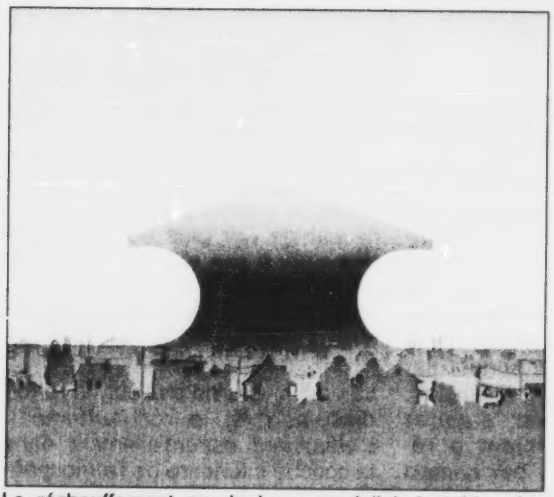
les hautes couches, la composition différente, modifient totalement la structure thermique. En général, dans la troposphère, la température décroit en altitude à un taux moyen de 6,5°C par kilomètre. (FIGURE 6).

Il arrive parfois, la nuit ou au-dessus d'une surface glacée, que la température augmente avec l'élévation, dans une couche dite d'INVERSION. Dans ce cas, *l'air reste stable*. La parcelle d'air soulevée par l'action de la chaleur se refroidit plus vite que son environnement, devient plus dense et tend à redescendre à son niveau d'origine. Par contre, lorsque l'air est beaucoup plus chaud en surface qu'en altitude, la parcelle conserve une température plus élevée que l'air environnant et poursuit son ascension: *l'air est alors instable* (FIGURE 7).

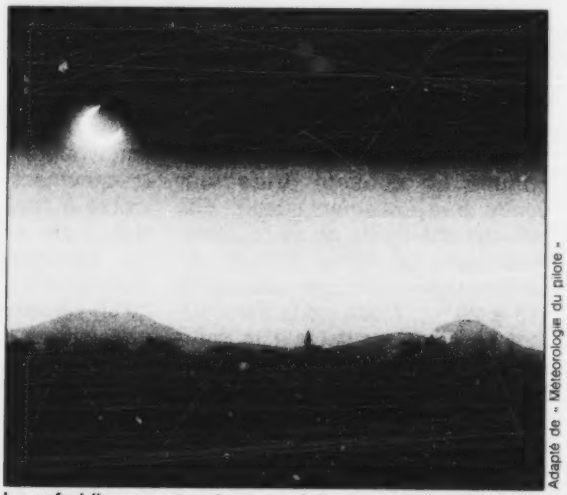


Adapté de Science et Vie - La météo

FIGURE 6 — **La répartition des températures en altitude définit trois régions: la troposphère, la stratosphère, la mésosphère, séparées par des zones de transition, la tropopause, la stratopause et la mésopause. Quant à la pression, elle décroit tès rapidement, et la pression 50 kPa (500 milibars) est atteinte vers 5 km d'altitude.**



Le réchauffement par la base rend l'air instable; des courants verticaux se développent rapidement.



Adapté de « Météorologie du pilote »

Le refroidissement qui se produit par la base rend l'air stable; les courants verticaux sont amortis.

FIGURE 7 — **Effets sur les mouvements verticaux du réchauffement et du refroidissement par la base.**

L'humidité atmosphérique

L'eau a la propriété exceptionnelle d'exister aussi bien à l'état solide, liquide que gazeux à l'intérieur de la gamme de températures et de pressions rencontrées dans l'atmosphère. Sa présence généralisée, sa concentration très variable, sa sélectivité dans l'absorption des rayonnements solaire et terrestre et ses échanges de chaleur latente en font un élément-clé de la météorologie.

L'air tire son humidité de l'évaporation à la surface des océans, des eaux intérieures, des sols humides et de la transpiration des plantes. Ces processus qui requièrent de l'énergie sont d'autant plus actifs que la surface est chaude, toutes autres conditions étant constantes. Ils sont également favorisés par la sécheresse de l'air ambiant. L'évaporation de l'eau est accélérée par la turbulence du vent qui remplace continuellement l'air humidifié par de l'air plus sec.

Toutefois, l'air ne peut contenir qu'une quantité limitée d'eau à l'état de vapeur. Plus l'air est chaud, plus il peut en contenir. L'HUMIDITÉ RELATIVE exprime le contenu en vapeur d'eau de l'air en le comparant au contenu maximal possible pour une température donnée. L'air est saturé lorsque l'humidité relative atteint 100 %, sa température est alors celle du POINT DE ROSÉE pour cette teneur en eau. À titre d'exemple, une même concentration de vapeur donne une humidité relative d'environ 20 % à 25°C et de 100 % à 0°C; dans les deux cas, le point de rosée est de 0°C.

Lorsque l'air saturé se refroidit ou que l'humidité de l'air augmente, il peut y avoir excédent de vapeur et par conséquent CONDENSATION. Ce phénomène exige la présence de particules étrangères, toujours disponibles dans l'air, qui agissent comme noyaux de condensation.

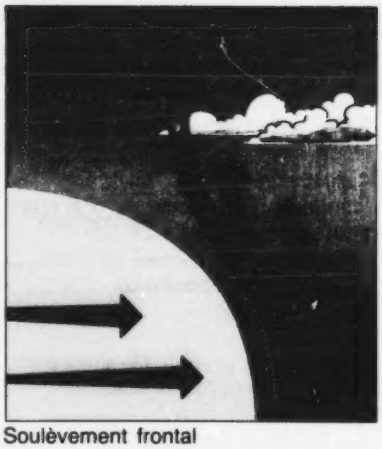
En reprenant son état liquide, l'eau rend sous forme de chaleur l'énergie qui a servi à l'évaporer; c'est la CHALEUR LATENTE. Selon que la condensation se fait au sol, près du sol ou dans l'air, il se produit de la rosée, de la brume, du brouillard, ou des nuages. Si la température de l'air est sous le point de congélation, il y a SUBLIMATION, c'est-à-dire passage direct de l'état de vapeur à l'état solide. Ce phénomène se manifeste par la gelée blanche, le brouillard glacé ou les nuages formés de cristaux de glace.

Les nuages et la précipitation

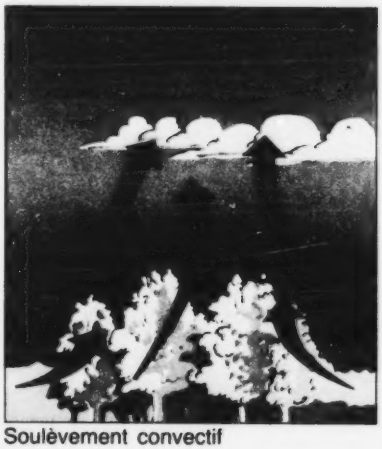
Les nuages et les brouillards se forment lorsque l'air se refroidit au-dessous du point de rosée. Le refroidissement peut se produire lorsque l'air se détend en se soulevant. Il peut s'agir d'un soulèvement généralisé associé à un système météorologique organisé comme le soulèvement frontal, ou d'un soulèvement convectif dû au déplacement vers le haut de parcelles d'air plus chaud que leur environnement. L'ascendance peut aussi être imposée par le relief ou même par les mouvements turbulents de l'air au-dessus d'un sol irrégulier, c'est le soulèvement orographique.

D'autre part, le refroidissement peut aussi se faire au contact d'une surface ou d'une masse d'air plus froid ou encore par le mélange de masses d'air de propriétés différentes.

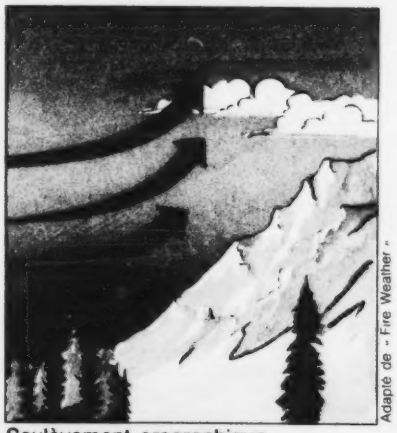
La condensation peut également être provoquée par une augmentation d'humidité dans une même masse d'air. Une telle augmentation peut originer d'une surface humide plus chaude que la masse d'air concernée ou de précipitations qui proviennent d'une couche ou l'air est plus chaud en altitude.



Soulèvement frontal



Soulèvement convectif



Adapté de « Fire Weather »

Soulèvement orographique

FIGURE 8 — **Le principal mécanisme de condensation est le refroidissement par soulèvement (frontal, convectif, orographique).**

Les nuages ne sont pas classés selon leur origine, mais selon la hauteur de leur base, leur apparence et leur forme. Trois classes les répartissent selon le niveau.

L'étage supérieur *–base au-dessus de 6 km: cirrus, cirrocumulus et cirrostratus–*;
l'étage moyen *–base de 2 à 6 km: altocumulus et altostratus–*;
l'étage inférieur *–base au-dessous de 2 km: nimbostratus, stratocumulus et stratus–*.

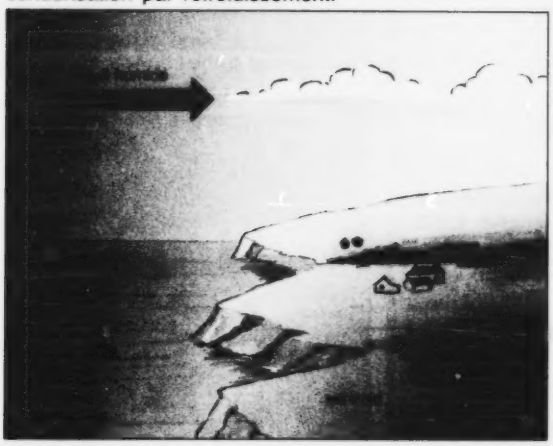
Une quatrième classe groupe les nuages à développement vertical: *cumulus et cumulonimbus*.

Les nuages de l'étage supérieur sont formés de cristaux de glace. Ils ne donnent pas de précipitations mais peuvent précéder un système nuageux bien structuré.

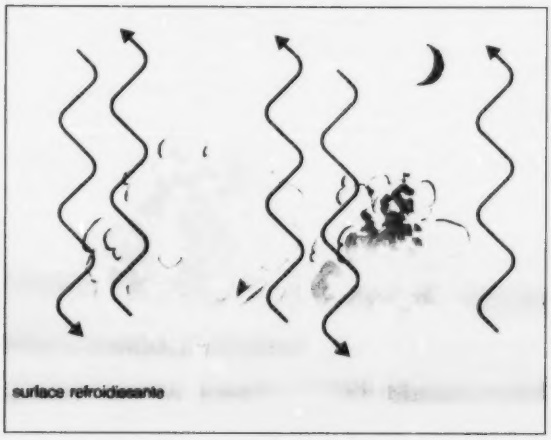
Les nuages de l'étage moyen se retrouvent généralement dans des systèmes structurés. Ils peuvent donner des précipitations continues sur de grandes étendues. Lorsqu'ils s'épaississent et que leur base s'obscurcit de précipitations, on parle de nimbostratus.

Les nuages de l'étage inférieur peuvent être seuls ou associés à un système nuageux complexe. Ils ne peuvent par eux-mêmes donner de précipitations importantes. Leur origine est très variée. Leur répartition irrégulière est liée au relief ainsi qu'à la présence de masses d'eau.

condensation par refroidissement.

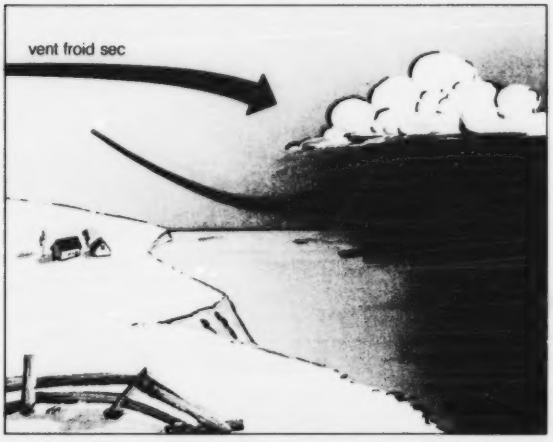


A: l'air chaud et humide est refroidi au-dessous du point de rosée lorsqu'il passe au-dessus d'un sol froid ou d'une surface d'eau froide.

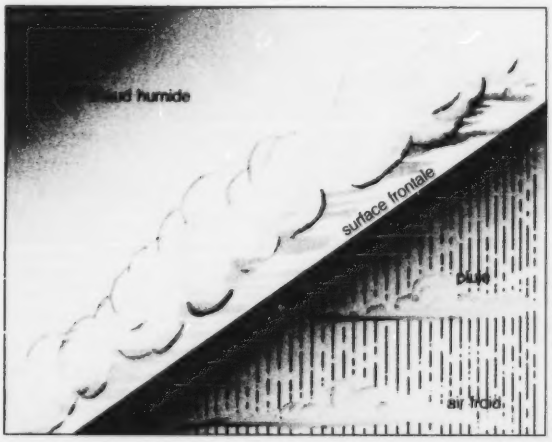


B: le refroidissement nocturne de l'air et du sol provoque la saturation de l'air et le brouillard.

condensation par évaporation.



C: l'air froid se sature d'humidité en passant au-dessus d'une surface d'eau.



Adapté de « Fire Weather »

D: l'air froid sous une surface frontale se sature d'humidité lorsqu'une pluie chaude le traverse.

FIGURE 9 — **Différents modèles de condensation.**

Les nuages à développement vertical sont associés à un SOULÈVEMENT LOCAL, soit par convection, soit à cause du relief ou de la turbulence. Ils peuvent également apparaître dans un système nuageux structuré là où le soulèvement est plus marqué. Lorsqu'un certain niveau vertical est atteint *–cumulus bourgeonnants–*, ils produisent des AVERSES qui sont des précipitations brèves et localisées, parfois intenses. Les cumulonimbus produisent des ORAGES: éclairs et tonnerre souvent accompagnés de vents violents et de fortes précipitations.

Les précipitations plus importantes sont associées aux nuages de l'étage moyen et aux nuages à développement vertical. Celà s'explique par les mécanismes de formation de la précipitation. Les minuscules gouttelettes résultant de la condensation peuvent croître grâce à la condensation de vapeur additionnelle et par combinaison de gouttelettes entre elles *–coalescence–*. Toutefois, sous nos latitudes, ce mécanisme n'explique que la formation de fines gouttelettes de bruine. La pluie exige que le nuage s'étende sensiblement au-dessus du niveau de congélation *–3 à 4 km d'altitude l'été–* (FIGURE 6) et qu'il contienne des noyaux de congélation *–cristaux de glace ou d'autres noyaux glaçogènes artificiels–*. Ceux-ci croissent aux dépens des gouttelettes environnantes, puis tombent en captant d'autres gouttelettes au passage. La nature et l'intensité des précipitations résultantes varient avec l'épaisseur du nuage, son contenu en eau et en noyaux de congélation, les mouvements verticaux de l'air et la distribution verticale des températures. Dans le cas du cumulonimbus par exemple, la pluie intense, formée de grosses gouttelettes, résulte d'un fort brassage vertical qui permet même la croissance de gros grêlons. (FIGURE 10)

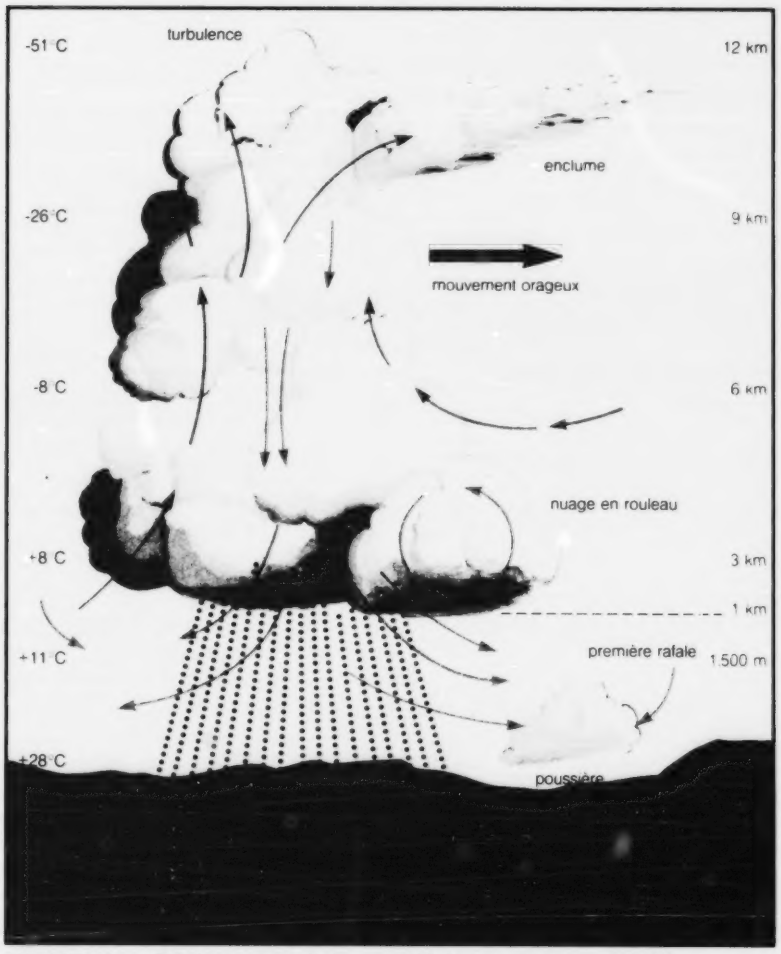


FIGURE 10 — **Déplacement d'air associé à un orage en activité.**

LA PRESSION ET LA CIRCULATION ATMOSPHÉRIQUE

La pression atmosphérique et les lois qui régissent le mouvement

La circulation atmosphérique

On a vu que l'énergie solaire absorbée par la terre diminue des basses latitudes vers les pôles. Il en résulte, pour la terre *–sol et atmosphère–*, un excédent d'énergie entre les latitudes 40° nord et 40° sud et un manque aux latitudes plus élevées. Ceci impose un transport d'énergie de l'équateur vers les pôles.

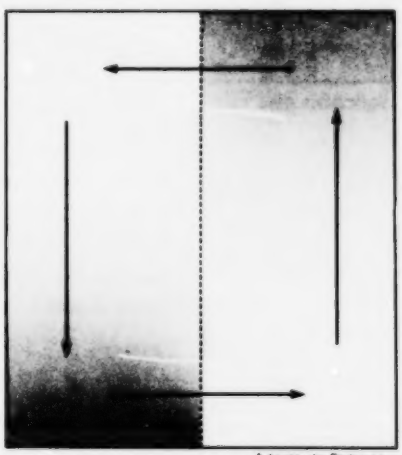
La circulation générale de l'atmosphère est étroitement liée à ce transport. En fait, sauf entre les tropiques *–23,5° nord et 23,5° sud–* elle réalise la majeure partie du transport de l'énergie. L'atmosphère agit en quelque sorte comme une énorme machine thermique dans laquelle la différence de température entre l'équateur et les pôles alimente la circulation atmosphérique.

La circulation de l'atmosphère implique des mouvements ascendants et descendants de l'air et surtout de vastes mouvements horizontaux qui couvrent de vastes étendues et qui persistent pendant des périodes allant de quelques jours à plusieurs semaines.

La circulation atmosphérique est d'une importance capitale en météorologie car en plus de transporter la chaleur de l'équateur vers les régions plus froides, elle transporte également l'humidité et par ce fait, elle détermine le temps.

Les courants marins chauds réalisent également une partie du transport de l'énergie jusqu'aux latitudes moyennes. Ils réchauffent l'atmosphère, soit par conduction et convection *–chaleur sensible–*, soit par l'échange de chaleur latente d'évaporation lorsque les nuages se condensent.

Nous étudierons tout d'abord les rapports qui existent entre la pression atmosphérique et les lois qui régissent le mouvement. Ceci nous permettra de mieux comprendre les mouvements atmosphériques et comment se font les prévisions du temps.



Adapté de Flohn H.
Le temps et le climat

FIGURE 11 — **Exemple de circulation thermique. Deux pièces, l'une chaude, l'autre froide, sont séparées par une porte entrebaillée. L'air chaud plus léger monte et est remplacé par de l'air provenant de la pièce froide. Il s'établit une circulation verticale et horizontale qui se continue aussi longtemps que la température n'est pas égale entre les deux pièces.**

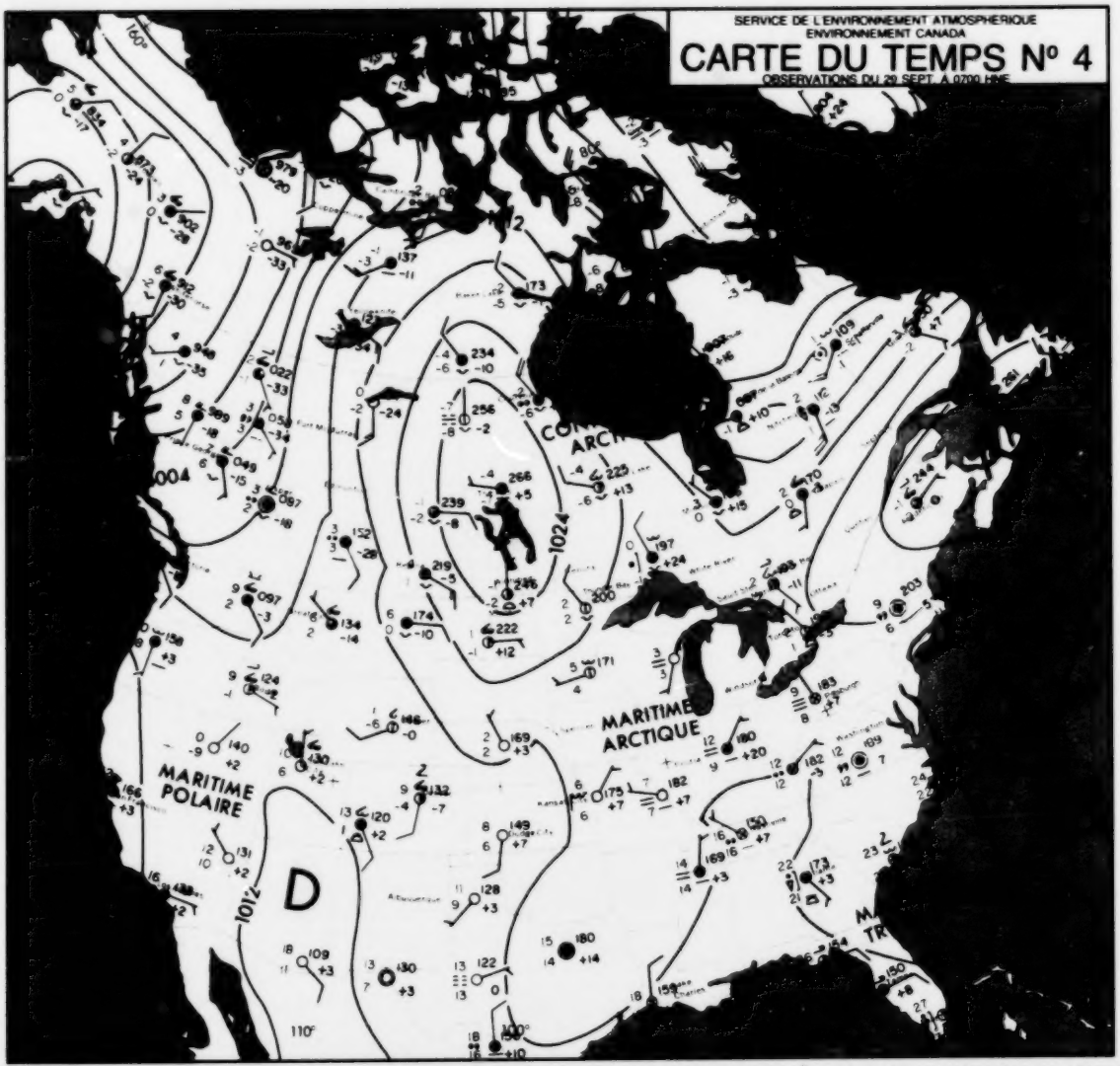


FIGURE 12 — **Tracé des isobares en fonction des relevés atmosphériques. À noter, les anticyclones (A) et les dépressions (D).**

La pression atmosphérique et les lois qui régissent le mouvement

La pression atmosphérique varie dans le temps et dans l'espace. Elle influence directement les mouvements atmosphériques, c'est pourquoi son analyse est à la base de toute prévision atmosphérique.

La pression et la force de gravité

Nous avons déjà vu que la pression atmosphérique en un point mesure le poids d'une colonne d'air de section unitaire. Cette pression diminue à partir de la surface vers les hauts niveaux de l'atmosphère. Cette différence de pression, appelée gradient vertical de pression, est une force qui agit en direction de l'espace. Elle est cependant compensée par la force de gravité qui empêche l'atmosphère de quitter notre planète. Cet équilibre HYDROSTATIQUE, combiné à la stabilité générale et à la faible épaisseur de l'atmosphère, limite grandement le mouvement vertical. En fait, les mouvements moyens à l'horizontal des masses d'air sont de l'ordre de 100 fois plus grands que ceux à la verticale.

Le champ de pression et les lois du mouvement horizontal

Sur le plan horizontal, la pression atmosphérique n'est pas partout la même. On appelle CHAMP DE PRESSION l'ensemble des données de pression recueillies à un moment donné sur un même plan horizontal. Ce champ peut être représenté graphiquement sur des cartes.

Ainsi sur une carte météorologique de surface, chaque point représente une station météorologique qui rapporte diverses observations simultanées dont la pression « réduite » au niveau de la mer. Si on relie à l'aide de lignes les points où la pression est égale, on trace les ISOBARES. Ces isobares sont tracées à intervalles réguliers, normalement de 0,4 kiloPascal. On délimite ainsi des secteurs de pression élevée *–anticyclones–* et des secteurs de basse pression *–dépressions–*. On remarque aussi des crêtes et des creux qui sont le prolongement des zones de haute et de basse pressions. (FIGURE 12)

Par ailleurs on peut, à l'aide d'une ligne perpendiculaire aux isobares, calculer le GRADIENT DE PRESSION qui exprime la variation de la pression sur une unité de longueur donnée. (FIGURE 13) On parle de forts gradients de pression lorsque les isobares sont rapprochées et de faibles gradients lorsqu'elles sont éloignées.

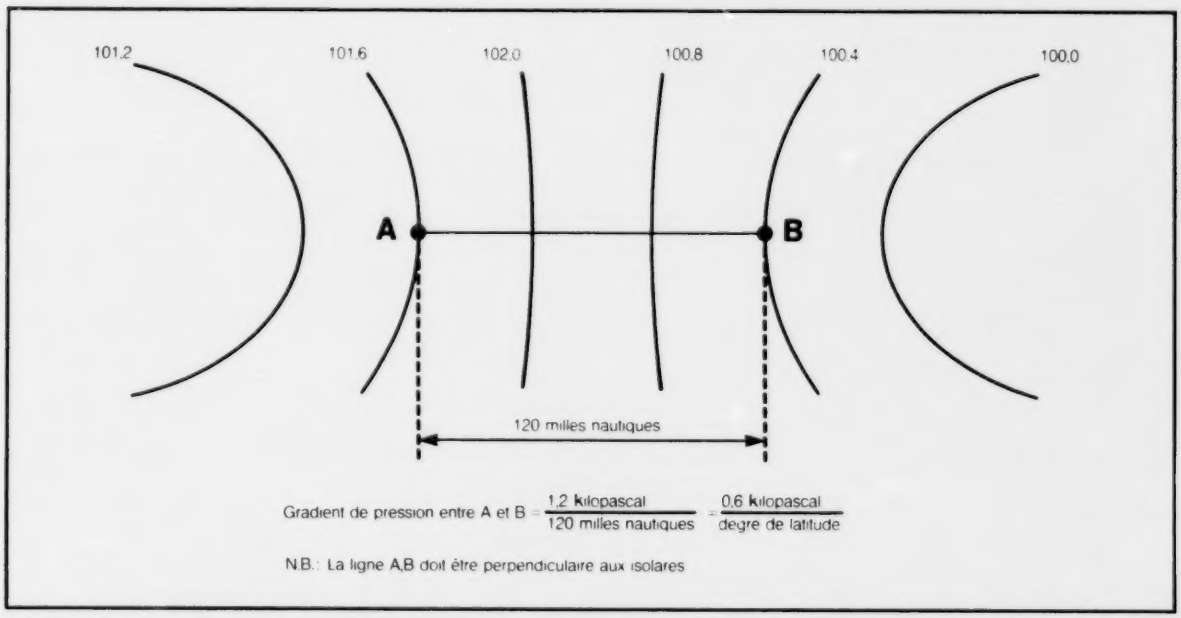


FIGURE 13 — **Le gradient de pression. Celui-ci s'exprime en kilopascal par degré de latitude ; un degré de latitude équivaut à 60 milles nautiques.**

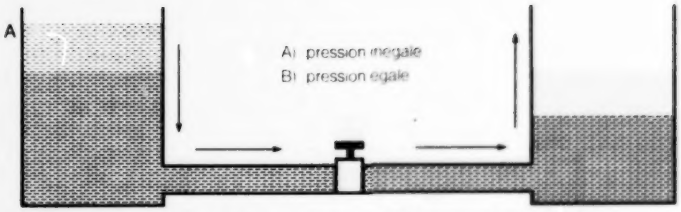


FIGURE 14 — **Circulation due à la différence de pression**

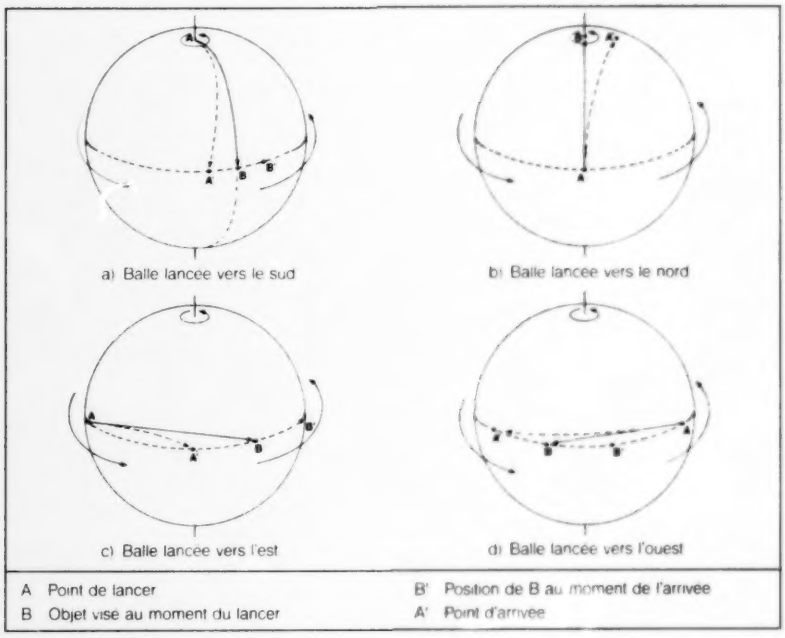


FIGURE 15 — **Effet de la force déviante due à une rotation dans le sens contraire des aiguilles d'une montre (hémisphère nord). Lorsque la balle partie de A atteindra le point B, B sera en B' ; par rapport à la surface terrestre, la balle paraîtra avoir suivi la trajectoire A A', déviant continuellement de son objectif B.**
À noter que la balle dévie toujours vers la droite de la trajectoire.

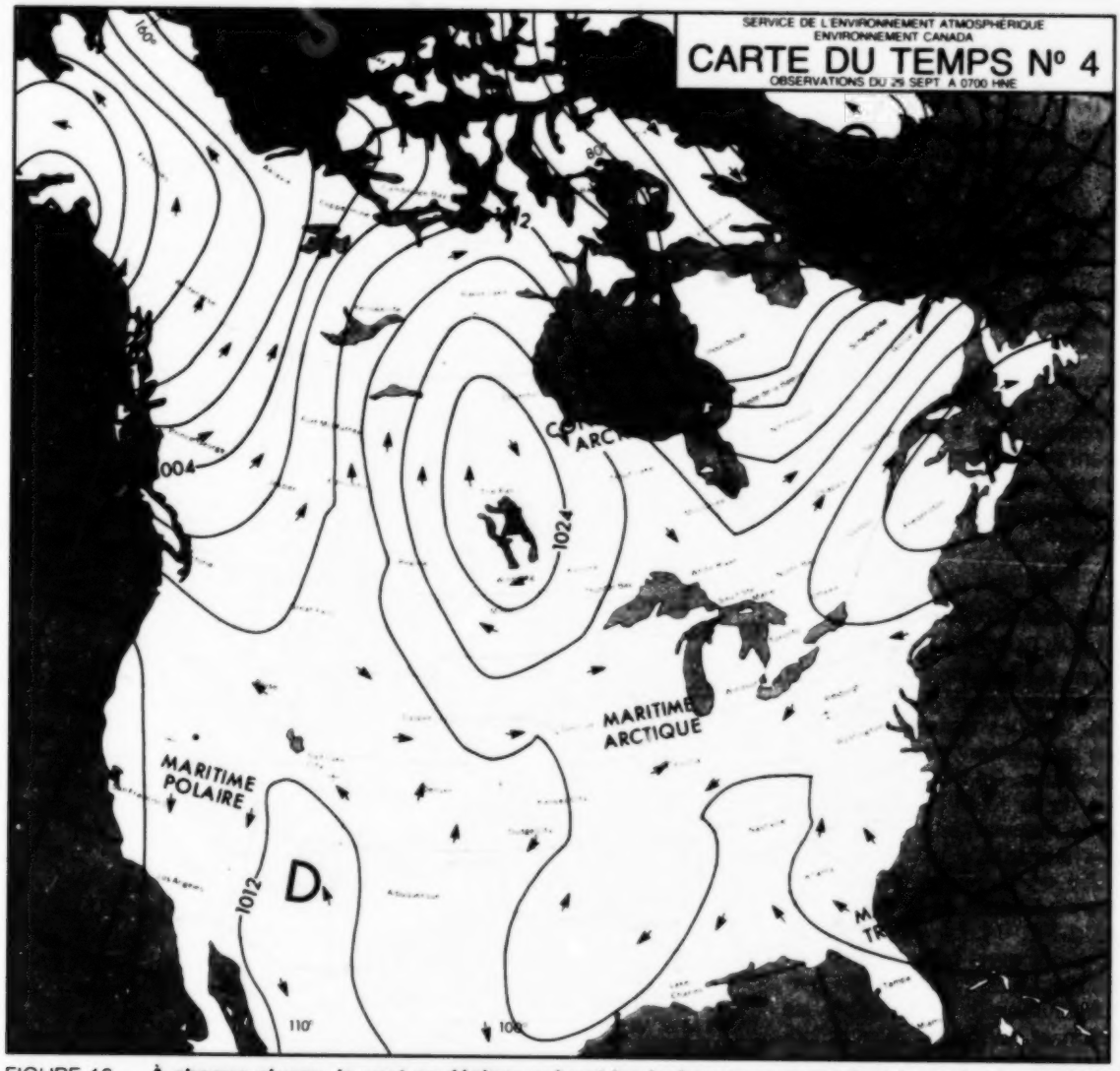


FIGURE 16 — **À chaque niveau, le vent se déplace suivant les isobares correspondant à ce niveau, dans le sens horaire autour des centres de haute pression et dans le sens antihoraire autour des centres de basse pression. La vitesse est plus grande quand les isobares sont plus rapprochées.**

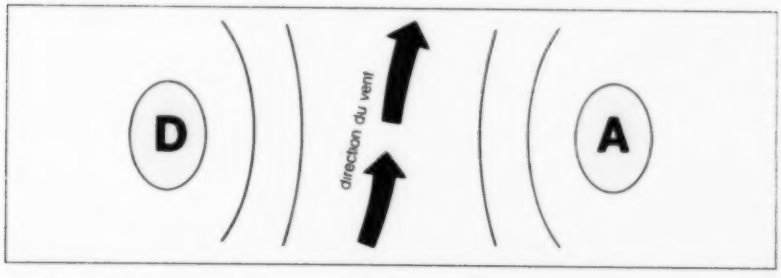


FIGURE 17 — **Orientation du vent dans l'émisphère nord par rapport aux centres de pression.**

Quatre forces principales gouvernent le mouvement horizontal de l'air: la force du gradient de pression, la force de Coriolis, la force centripète d'accélération et la force de friction.

Force du gradient de pression

Nous savons que l'air comme tout fluide tend à se diriger là où la pression est minimale, c'est-à-dire des hautes vers les basses pressions et ce, d'autant plus vite que la variation de pression est rapide. (FIGURE 14)

Ce mouvement de l'air est dû à la force du gradient de pression, ou plus précisément à la composante horizontale de cette force, la composante verticale étant plus ou moins contrebalancée par la force de gravité.

Force de Coriolis

En théorie, à cause de la force du gradient de pression, l'air devrait se déplacer DIRECTEMENT des hautes vers les basses pressions, en un mouvement perpendiculaire aux isobares. Ce n'est pas le cas à cause de la rotation terrestre qui dévie le mouvement vers la droite dans l'hémisphère nord et vers la gauche dans l'hémisphère sud *–force de Coriolis ou force déviante–* (FIGURE 15). Le vent s'oriente donc plutôt dans le sens des isobares c'est-à-dire qu'il souffle perpendiculairement au gradient de pression et parallèlement aux isobares. (FIGURE 16) La vitesse du vent est constante tant que le gradient de pression demeure le même. Par contre, le vent est d'autant plus fort que les isobares sont resserrées *–fort gradient de pression–* ce qui se produit particulièrement autour d'une dépression profonde.

On peut ainsi se rendre compte que dans l'hémisphère nord la direction du vent est telle qu'un observateur placé dos au vent a les hautes pressions à sa droite et les basses pressions à sa gauche. Ou encore, que le mouvement de l'air *–vent–* est dans le sens des aiguilles d'une montre autour d'un anticyclone et dans le sens inverse autour d'une dépression *–loi de Buys-Ballot–*. (FIGURE 17)

La force du gradient de pression et la force de Coriolis sont les deux principales forces qui gouvernent le mouvement de l'air lorsque les isobares sont parallèles, en ligne droite et à un niveau où l'influence de la croûte terrestre devient négligeable au-delà de 500 à 1 000 mètres d'altitude.

Force centripète d'accélération

Dans les cas d'une dépression ou d'un anticyclone, une autre force entre en jeu: c'est la force centripète qui maintient le mouvement de l'air dans une trajectoire circulaire et parallèle aux isobares.

Force de friction

La force de friction qui est due à la rugosité de la surface terrestre, est une autre force importante. En plus de diminuer la vitesse du vent, elle fait souffler les vents des hautes pressions vers les basses pressions dans un angle qui coupe les isobares. Ainsi le vent aura tendance à souffler vers l'intérieur de la dépression et hors de l'anticyclone. À mesure que l'effet de frottement diminue avec l'altitude, les vents augmentent de vitesse et soufflent de plus en plus parallèlement aux isobares. Le vecteur des vents forme ainsi une spirale *–spirale d'Ekman–* entre la surface et un niveau d'environ 500 à 1 000 mètres (FIGURE 18)

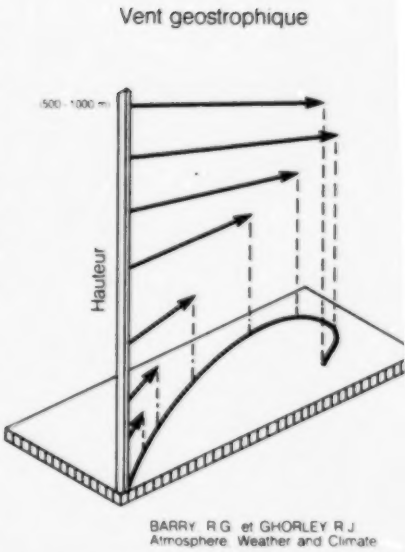


FIGURE 18 — **Spirale d'Ekman. La direction du vent devient de plus en plus parallèle aux isobares à mesure que la résistance due au sol diminue.**

La pression et la loi des gaz parfaits

La variation spatiale de la pression *–cette différence de pression qui contrôle les mouvements de l'air–* est due à des causes thermiques ou mécaniques. En effet, l'air atmosphérique se comporte presque comme un gaz parfait et comme tel, il obéit à la loi des gaz parfaits *–pression = densité × température–*. Ainsi, un changement de densité de l'air causé par un changement de température dans la colonne d'air ou par un transport de masse dû à l'inégalité des vents, a pour effet de changer la pression. On observe alors une baisse de pression à la surface lorsqu'il y a réchauffement par contact avec une surface chaude ou par advection *–déplacement horizontal d'air chaud–* ou diminution de la quantité d'air dans la colonne. Par contre, il y a hausse de pression à la surface lorsqu'il y a refroidissement ou augmentation de la quantité d'air dans la colonne. La masse spécifique étant plus grande dans les basses couches, il s'en suit que tout changement dans les basses couches a un effet plus marqué sur la pression qu'un même changement dans les couches plus élevées.

Le rapport pression – altitude

Comme la densité de l'air froid est plus grande que celle de l'air chaud, il en résulte que l'air froid est plus lourd que l'air chaud. Ainsi, pour une pression égale au niveau de la mer, un niveau de pression constante en altitude sera plus élevé *–en altitude–* lorsque l'air est chaud (FIGURE 19).

La relation qui existe entre l'aititude d'un niveau de pression et la température de la couche en-dessous de ce niveau est bien démontrée par la structure des anticyclones chauds et froids et celle des dépressions chaudes et froides (FIGURE 20).

L'anticyclone froid *–celui du nord canadien en hiver–* s'affaiblit en altitude parce que la pression diminue très rapidement dans l'air froid et il se transforme en dépression à des altitudes de 2 à 3 km. Par contre l'anticyclone chaud *–l'anticyclone subtropical–* s'intensifie en altitude parce que la pression diminue très lentement au-dessus du centre de l'anticyclone.

La dépression froide, dont le centre est plus froid que les parties extérieures, s'intensifie avec l'altitude parce que la pression diminue plus rapidement en altitude dans l'air froid. Par contre, la dépression chaude dont le centre est plus chaud que les parties extérieures s'affaiblit en altitude, la pression restant stable ou tendant à augmenter en altitude, et peut se transformer en anticyclone à des altitudes de 2 à 3 km comme il arrive souvent dans le sud-ouest américain.

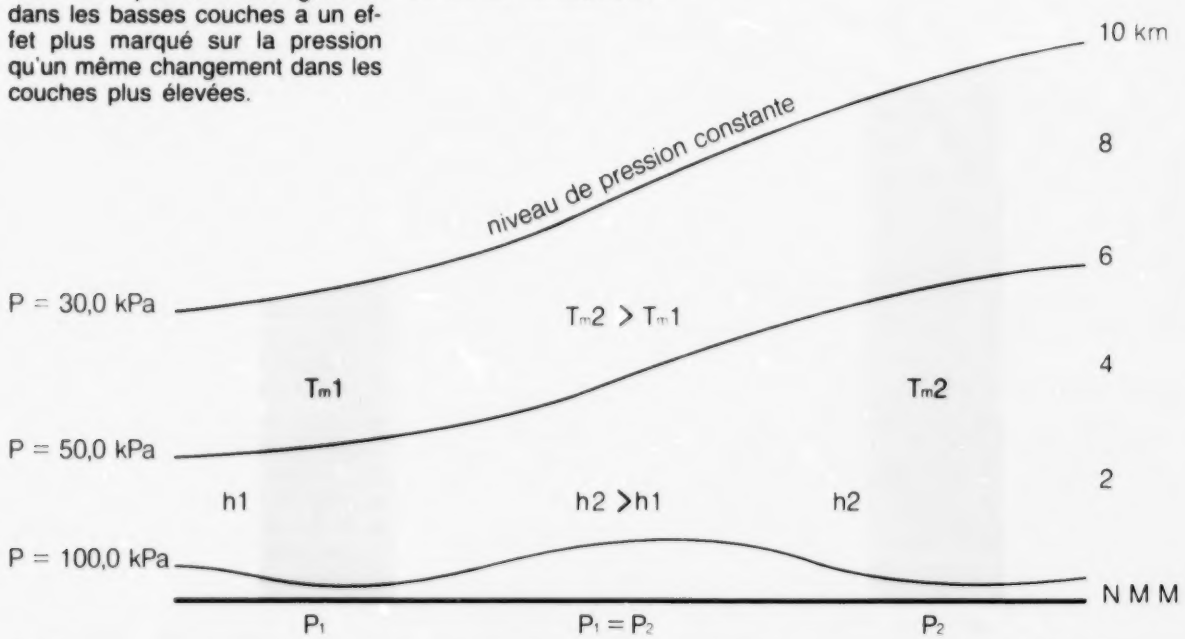
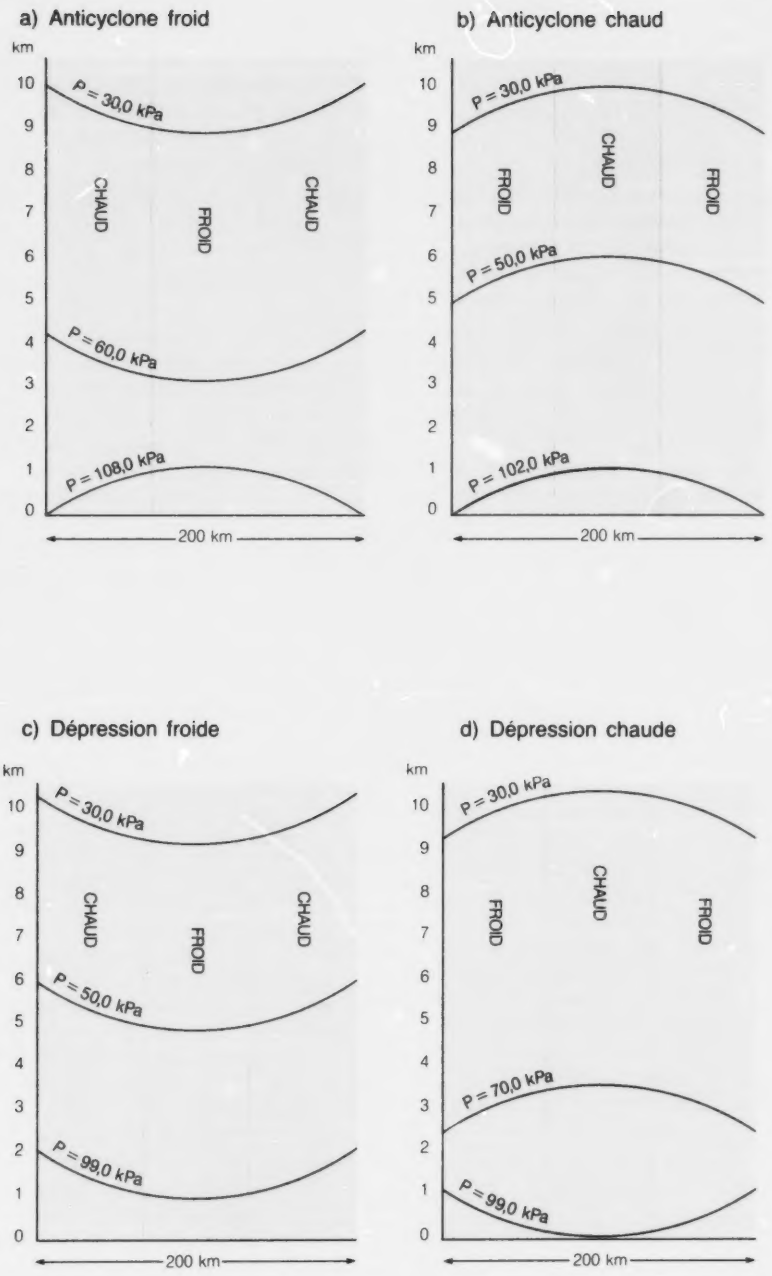


FIGURE 19 — **Illustration du rapport entre la température moyenne (T_m) et la hauteur (h) d'une colonne d'air froid et d'une colonne d'air chaud pour des pressions égales ($P_1 = P_2$) au niveau moyen de la mer (NMM).**



Adapté de Flohn H. Le temps et le climat

FIGURE 20 — **Niveaux de pression constante sous différents anticyclones et dépressions**

La circulation atmosphérique

En examinant les cartes météorologiques et les photos prises au jour le jour par les satellites, on constate que la circulation de l'air autour du globe est très variable. En fait, on n'a pas encore retrouvé deux situations identiques. Toutefois, certains aspects de la circulation apparaissent assez régulièrement. C'est en établissant des moyennes de la pression pour une période de temps donnée, un mois par exemple, que ces régularités deviennent évidentes et que ressortent les grands courants aériens qu'on appelle la CIRCULATION GÉNÉRALE. Ce système complet de vents à l'échelle de la planète joue un rôle extrêmement important dans le bilan thermique du globe.

Ainsi, en examinant la répartition moyenne de la pression sur le globe, il est possible de décrire la circulation générale au niveau de la mer et en altitude et d'essayer d'expliquer les mécanismes qui l'engendrent et la maintiennent.

La circulation moyenne en surface

(FIGURE 21)

En surface on distingue quatre zones de pression séparées par trois régions de vents dominants. Les zones de pression moyenne sont:

1. Un centre anticyclonique au pôle appelé ZONE POLAIRE DE HAUTES PRESSIONS ou zone d'anticyclone polaire.
2. Une zone de basse pression à 60°N appelée ZONE SUBPOLAIRE DES BASSES PRESSIONS ou zone de dépression subpolaire ou zone de basses pressions des moyennes latitudes.
3. Une zone anticyclonique à 30°N appelée ZONE SUBTROPICALE DES HAUTES PRESSIONS ou zone des anti-

cyclones subtropicaux ou zone des calmes subtropicaux.

4. Une zone dépressionnaire à faible gradient près de l'équateur appelée ZONE INTERTROPICALE DE BASSES PRESSIONS ou zone de convergence intertropicale ou zone des calmes équatoriaux.

À cette répartition moyenne de la pression correspond une circulation générale en surface dont les principales caractéristiques sont les suivantes:

1. Des VENTS POLAIRES D'EST OU DU NORD-EST entre le pôle et 60°N. C'est la région du courant polaire d'est appelée aussi vents d'est des hautes latitudes.
2. Des vents d'ouest entre 60°N et 30°N appelés COURANT TEMPÉRÉ D'OUEST ou région des grands vents d'ouest des moyennes latitudes.
3. Des vents du secteur est entre 30°N et l'équateur appelés ALIZÉS: ils sont du nord-est au nord de l'équateur et du sud-est au sud de l'équateur.

Des régions de vents faibles ou calmes se rencontrent dans les zones suivantes:
— près des pôles,
— près de l'anticyclone subtropical *–calmes subtropicaux–*,
— dans la zone de convergence intertropicale *–calmes équatoriaux–* appelée communément « pot-au-noir » à cause des nuages épais et des pluies abondantes de cette région.

Dans la ZONE INTERTROPICALE DE BASSES PRESSIONS, des vents d'est ou d'ouest *–les alizés–* convergent vers l'équateur. Cette convergence, ajoutée au réchauffement du sol équatorial et à la forte humidité, entraîne d'importants mouvements ascendants de l'air. La formation de nombreux nuages orageux aux vastes dimensions et aux précipitations abondantes se trouve ainsi favorisée.

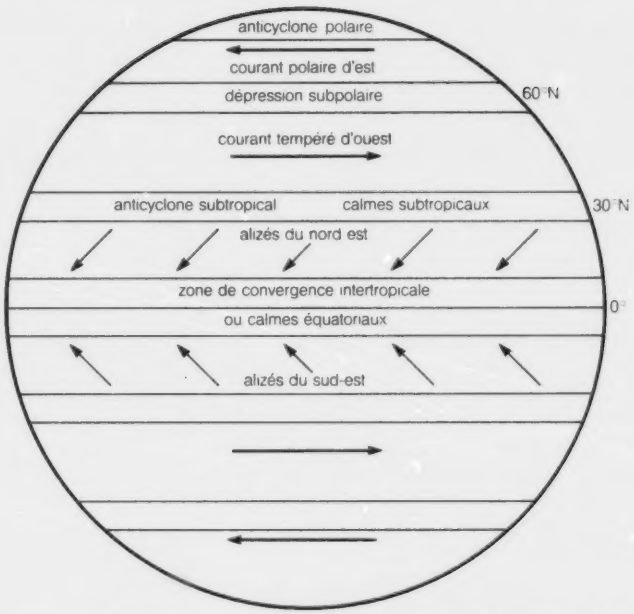


FIGURE 21 — **Schéma de la circulation générale au niveau de la mer.**

Vers 30° de latitude, dans la ZONE SUBTROPICALE DE HAUTES PRESSIONS, les vents divergent, c'est-à-dire changent d'orientation, passant du nord-est au sud-ouest. Cette divergence entraîne une subsidence ou mouvement descendant de l'air: il en résulte par compression, un réchauffement et un assèchement, ce qui explique la présence, sous ces latitudes subtropicales, de presque tous les déserts du monde. En altitude, une circulation compensatoire s'établit. Toutefois, une partie des énergies considérables libérées dans ces régions est exportée vers les hautes latitudes.

Au-delà de la latitude 30° nord et symétriquement pour l'hémisphère sud, la circulation prédominante près de la surface terrestre est du sud-ouest. C'est la ZONE DU COURANT TEMPÉRÉ D'OUEST. C'est là que se produit le transport maximal de chaleur sensible et latente, des basses vers les hautes latitudes. Une grande énergie est également présente dans les forts vents venant de l'ouest qui surmontent ces régions en altitude.

Près de la latitude de 60°, les vents près de la surface terrestre convergent avec les vents polaires du nord-est. Là se trouve une région des mouvements ascendants avec nuages et précipitations: c'est la RÉGION DES PERTURBATIONS DES LATITUDES MOYENNES. Au-delà du 60° nord, les vents sont en prédominance du nord-est.

Tout ceci ne donne qu'une image bien approximative de l'atmosphère. Ainsi, tous les patrons décrits ci-dessus se déplacent l'été d'une dizaine de degrés vers le nord. Cette migration est beaucoup plus considérable sur les continents qui souvent créent même leur propre circulation atmosphérique saisonnière *–moussons–*. C'est cependant aux latitudes moyennes qu'apparaît la plus grande variabilité dans le temps et dans l'espace. Là, le flux moyen du sud-ouest est caractérisé par l'invasion en alternance d'air tropical ou polaire.

La circulation moyenne en altitude

(FIGURE 22)

En altitude, on assiste à deux phénomènes.

Tout d'abord, le centre anticyclonique polaire de surface, c'est un ANTICYCLONE FROID, s'affaiblit en altitude pour devenir une dépression à une altitude d'environ 3 km *–équivalent à une surface de pression constante de 700 millibars*. Cette dépression continue de s'intensifier à des altitudes plus élevées.

Par ailleur, l'anticyclone subtropical de surface, c'est un ANTICYCLONE CHAUD, s'intensifie à des altitudes plus élevées.

Ces changements dans la répartition de la pression en altitude provoquent une circulation cyclonique zonale de l'ouest autour de la dépression polaire alors que la circulation devient un courant de l'est près de l'équateur *–entre 0° et 15° nord et sud–* au sud de l'anticyclone subtropical. On remarque aussi que le courant tempéré d'ouest s'intensifie avec l'altitude pour atteindre un maximum près de la tropopause.

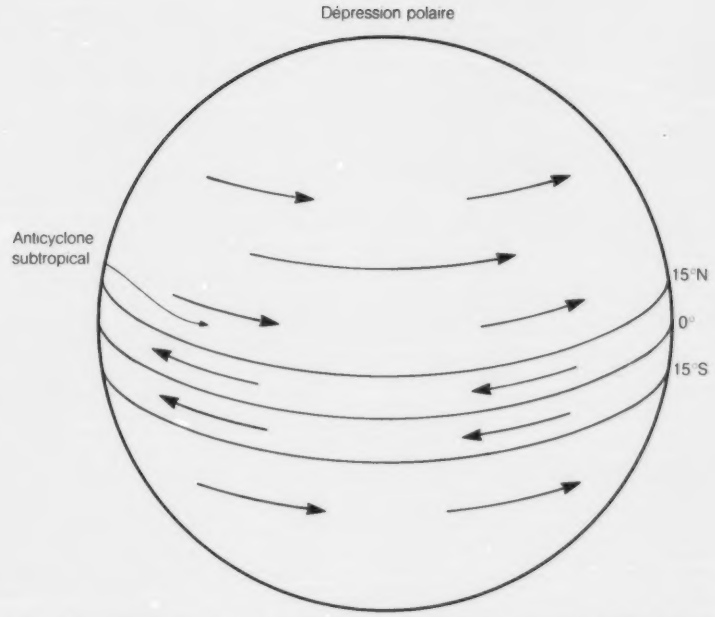


FIGURE 22 — **Schéma de la circulation générale en altitude (700 millibars) à la tropopause.**

Les modèles de circulation générale

Pour essayer d'expliquer et de mieux comprendre les mécanismes qui engendrent et maintiennent la circulation générale, on doit retourner au déséquilibre dans les apports de chaleur qui existe entre les pôles et l'équateur. Comme nous l'avons déjà mentionné, le transport de cet excédent de chaleur de l'équateur vers les pôles doit se faire principalement par les mouvements atmosphériques. À l'instar de HADLEY (1735), nous pouvons imaginer une terre immobile où ce transport d'énergie pourrait être expliqué au moyen d'une vaste cellule de convection dans chaque hémisphère. Dû au réchauffement, l'air de l'équateur subirait un mouvement ascendant alors que l'air aux pôles qui est refroidi subirait un mouvement descendant. Ceci entraînerait en surface des courants méridiens allant des pôles à l'équateur et en altitude de l'équateur aux pôles (FIGURE 23).

Il arrive que de telles cellules moins étendues existent dans les basses latitudes. À l'échelle de la planète cependant la rotation de la terre complique singulièrement ce phénomène de sorte que le modèle unicellulaire de Hadley n'est pas satisfaisant.

En effet, à cause de la rotation de la terre, la force de Coriolis fait dévier le vent vers la droite dans l'hémisphère nord et vers la gauche dans l'hémisphère sud.

En combinant l'effet de la rotation de la terre au refroidissement par rayonnement de la haute atmosphère, le modèle unicellulaire se transforme en un modèle tricellulaire (FIGURE 24). Une cellule s'établit entre l'équateur et 30°N, une seconde entre 30°N et 60°N et une troisième entre 60° et le pôle.

FIGURE 23 — **Théorie de Hadley. Application à une terre immobile de la cellule de convection. L'air équatorial surchauffé monte vers la tropopause et se dirige en altitude vers les pôles plus froids, redescend vers la surface et retourne refroidi à l'équateur.**

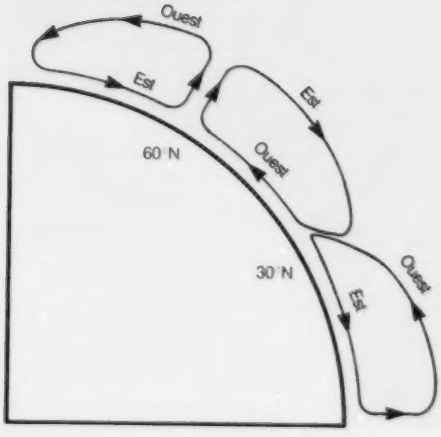


FIGURE 24 — **Modèle tricellulaire de circulation générale.**

Adapté de Pédelaborde P. Introduction à l'étude scientifique du climat

Ce modèle tricellulaire correspond bien à la circulation que l'on observe au niveau de la mer. Cependant, en altitude, le modèle prédit des vents de l'est aux latitudes tempérées alors que l'on observe des vents d'ouest. De plus, il ne prévoit pas les vents d'est que l'on observe de l'équateur. Plus important encore, la circulation zonale prévue par le modèle ne peut transporter assez de chaleur vers les pôles pour établir le bilan thermique.

C'est le modèle des mouvements tourbillonnaires et ondulatoires qui décrit le mieux la circulation générale telle qu'observée en surface et en altitude et qui explique le transport de l'excès de chaleur de l'équateur vers les pôles. D. FULTZ a démontré en laboratoire que, par de tels mouvements, des masses d'air situées dans les régions tropicales étaient rejetées vers les régions polaires et vice-versa réalisant ainsi le transfert de chaleur, de vapeur d'eau et de quantité de mouvements angulaires pour maintenir le bilan thermique.

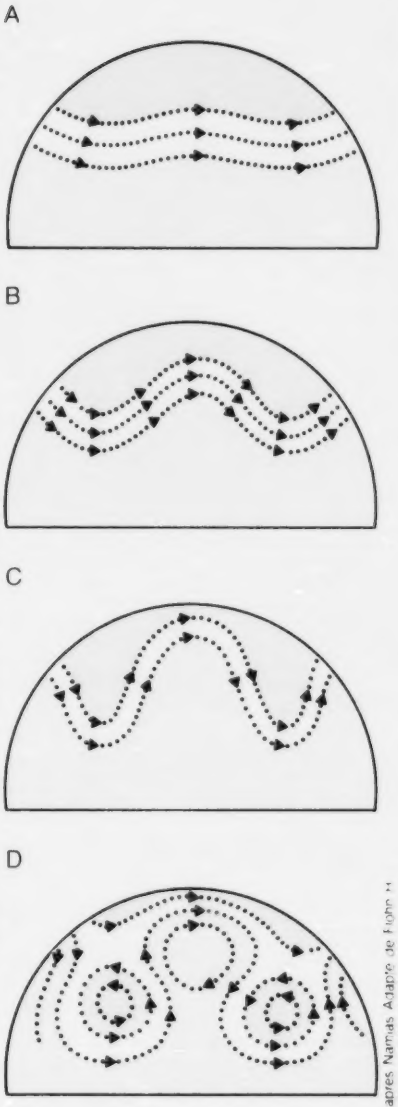
Ainsi, en altitude, on ne trouve guère de cellules fermées comme en surface, mais plutôt d'immenses méandres, des CREUX et des CRÊTES, (FIGURE 25) où circule en moyenne un flux de l'ouest, concentré par endroits en de puissants courants, des COURANTS-JETS, sorte de « tubes de vents » violents qui se situent plus précisément au sommet de la troposphère (FIGURE 26). Les dépressions de surface se trouvent normalement sous le flux du sud-ouest à l'avant d'un creux en altitude. Ceci explique leur apport d'air chaud et la direction de leur mouvement. Inversement, les anticyclones se trouvent sous le flux du nord-ouest, à l'avant d'une crête en altitude (FIGURE 27).

Ces creux et crêtes se déplacent vers l'est, mais se modifient également avec le temps dans une interaction complexe avec les systèmes en surface.

À certaines périodes, la circulation en altitude est presque zonale *–d'ouest en est, en ligne droite–*. Les dépressions et les fronts sont alors faibles et se déplacent rapidement d'ouest en est, au nord de leur position moyenne habituelle.

Cette circulation zonale empêche le transport de chaleur vers les pôles, ce qui a pour effet d'augmenter le gradient méridien de la température *–différence de la température entre deux points de latitudes différentes–*. Plus tard, lorsque ce gradient atteint une valeur critique, le courant devient instable, et il se forme des mouvements ondulatoires *–ondes planétaires–* qui se transforment graduellement en méandres. Dans ces conditions, les masses d'air chaud pénètrent vers le nord et celles d'air froid vers le sud, réalisant ainsi le transport de chaleur de l'équateur vers les pôles. En surface, l'alternance de dépressions et d'anticyclones se fait plus marquée. Les méandres continuent de s'intensifier jusqu'à former des cellules fermées ou des tourbillons. Il en résulte un blocage, avec de forts échanges nord-sud. Des incursions marquées et prolongées d'air chaud vers le nord alternent avec des incursions d'air froid vers le sud. *–L'orientation des fronts et le mouvement des systèmes de surface sont plutôt nord-sud qu'est-ouest–*. Finalement, les centres fermés s'isolent en tourbillons en altitude, le gradient méridien de la température diminue, un flux zonal se rétablit et le cycle recommence (FIGURE 24).

Ces phases de la circulation en altitude peuvent durer jusqu'à trois et même huit semaines. Ces périodes prolongées de circulation sont souvent qualifiées de régimes de temps chaud, froid, etc. En hiver, le fort contraste de température entre l'équateur et les pôles entraîne de très fortes circulations et c'est durant cette période de l'année que les variations de la circulation sont les plus apparentes.



D'après Namias Adapté de Flohn H. Le temps et le climat

Évolution de la circulation en altitude
A) Zonale
B,C) Formation de méandres (creux et crêtes)
D) Cellules fermées (blocage)

FIGURE 25 — **Circulation en altitude et régime de temps. Schéma de développement des systèmes ondulatoires et tourbillonnaires.**

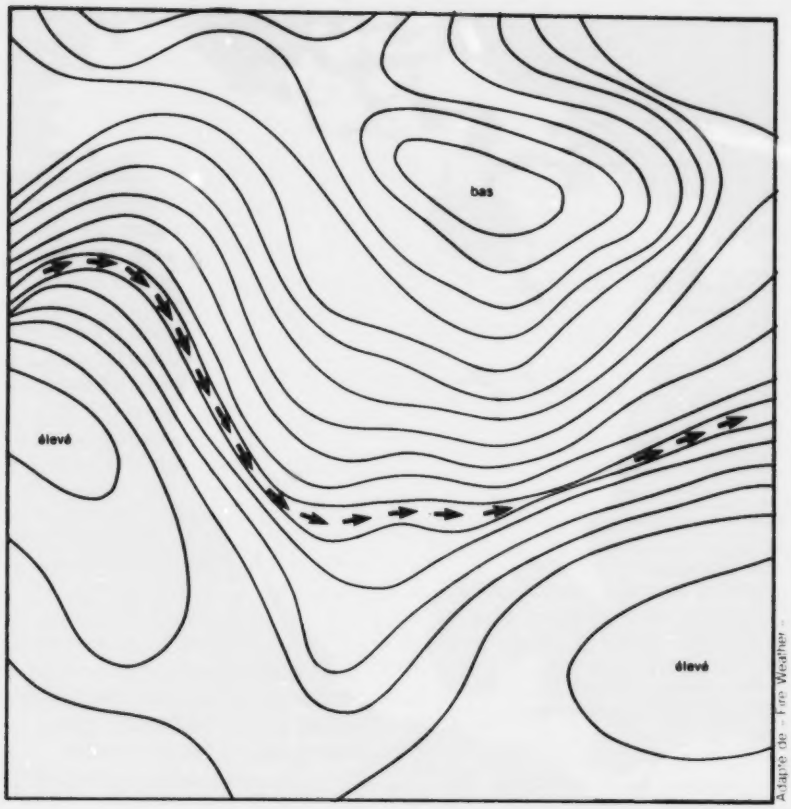
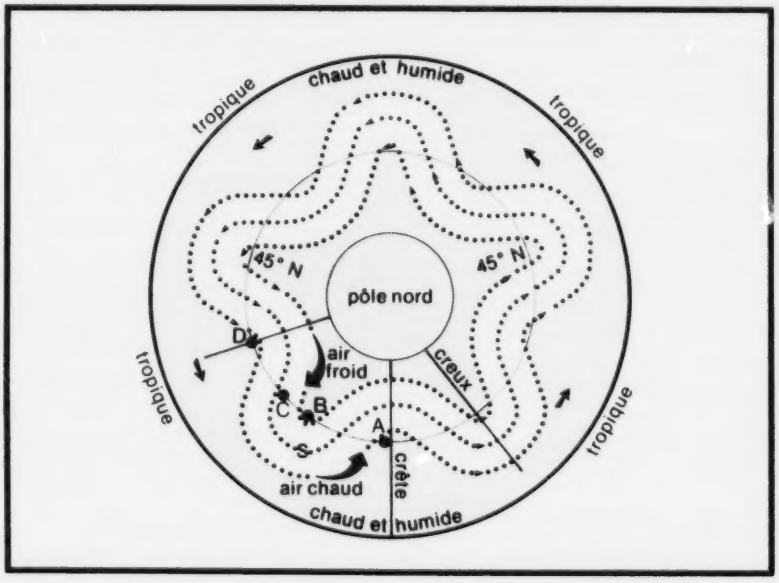


FIGURE 26 — **Courant de l'ouest en altitude au-dessus de l'Amérique du Nord avec courant-jet (→→). Situation d'hiver.**



A,D : régime de temps chaud
B : régime de temps perturbé et frais
C : régime de temps frais-anticyclone sous le flux du nord-ouest
S : dépression de surface sous le flux du sud-ouest

FIGURE 27 — **Circulation en altitude et régimes de temps. Les dépressions de surface se trouvent normalement sous le flux du sud-ouest qui précède un creux en altitude. Les anticyclones se trouvent sous le flux du nord-ouest ou de l'ouest à l'avant d'une crête en altitude.**

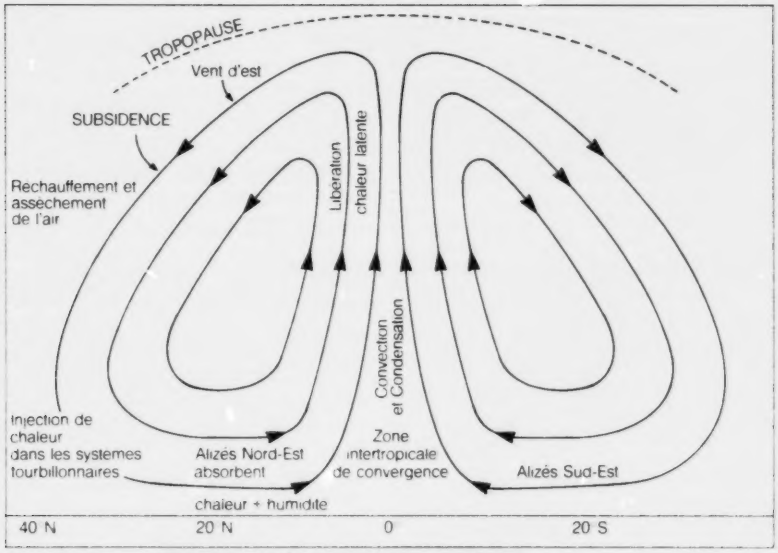


FIGURE 28 — **Schéma de la circulation tropicale.**

Le régime de circulation tropical et les régimes de circulation extra-tropicaux

Le régime tropical est formé de cellules d'Hadley situées entre 30°N et 30°S (FIGURE 28). Il comprend les alizés qui convergent au niveau de la mer vers la zone intertropicale de convergence et les calmes équatoriaux où l'air descendant produit les anticyclones intertropicaux presque dépourvus de nuages. Les masses d'air de part et d'autre de l'équateur sont thermiquement homogènes. Elles ne peuvent pas former un front lorsqu'elles se rencontrent.

C'est plutôt sous l'effet de la convergence et des courants convectifs puissants que l'air humide et instable est projeté vers le haut provoquant ainsi la circulation du régime tropical. En effet, ce type de circulation est maintenu grâce à un processus d'échange de chaleur et la quasi-absence à ces latitudes de la force déviante de Coriolis (FIGURE 28).

Par contre, les régimes extratropicaux sont caractérisés par de fortes variations *–gradients–* horizontales de température, et par des forces de Coriolis importantes. En plus, comme les régions soumises à ces régimes connaissent en général un déficit de chaleur, elles doivent en obtenir aux dépens des régions tropicales. Ainsi, aux latitudes moyennes, la circulation de la haute troposphère devient zonale, ondulatoire et parfois tourbillonnaire. En surface cette circulation devient plutôt tourbillonnaire et prend la forme de dépressions et d'anticyclones migratoires.

L'influence géographique sur la circulation

La répartition des masses continentales et des océans, la présence de chaînes de montagnes importantes peuvent modifier sensiblement la circulation du globe. En été, aux latitudes moyennes, les continents se réchauffent beaucoup plus rapidement que les océans. Une dépression thermique *–une dépression chaude–* se forme sur le continent alors que les pressions s'accroissent sur l'océan. En hiver, l'inverse se produit; le continent se refroidit plus rapidement et un anticyclone *–un anticyclone froid–* se forme alors que les pressions diminuent sur l'océan. On remarque aussi que la différence de température entre continent et océan est beaucoup plus élevée en hiver qu'en été. Il en résulte que l'anticyclone continental d'hiver est beaucoup plus intense que la dépression thermique d'été. De plus, en hiver, la dépression thermique est déplacée vers le sud où le réchauffement est plus intense et l'anticyclone est déplacé vers le nord où le refroidissement est maximum.

Les chaînes de montagnes importantes modifient la circulation en empêchant les échanges de chaleur entre océans et continents. À l'est des Rocheuses par exemple, il en résulte un anticyclone en hiver et une dépression en été.

LES MASSES D'AIR, LES FRONTS ET LES DÉPRESSIONS

Les masses d'air
Les fronts
Les dépressions frontales
Les dépressions non frontales
Les systèmes météorologiques

Pour interpréter les variations météorologiques, on admet que l'atmosphère n'est pas une masse de fluide homogène, mais un ensemble de grandes masses d'air, plus ou moins individualisées, plus ou moins homogènes, séparées les unes des autres par des zones de transition parfois brutales considérées comme des discontinuités.

La théorie des masses d'air est un concept fondamental de la météorologie moderne. Elle permet entre autres de mieux comprendre l'évolution des dépressions qui se développent dans les zones frontales et elle facilite l'analyse des variations du temps qui sont propres aux zones tempérées. D'une part, ces dépressions sont caractérisées par l'interaction entre les masses d'air en présence. D'autre part, les masses d'air et les anticyclones qui leur sont associés, les dépressions frontales et les fronts sont étroitement reliés à la circulation générale en altitude. Ceci explique leur mouvement constant et les alternances de beau temps et de mauvais temps des latitudes moyennes.

TABLEAU 3 — **Les masses d'air**. En général: 4 masses d'air et 3 fronts. Parfois en hiver: 5 masses d'air et 4 fronts.

MASSES D'AIR

EN ÉQUILIBRE RADIATIF AVEC UNE SURFACE TERRESTRE — CONTINENTAL

Arctique (cA)

Au-dessus d'une surface enneigée et glacée.

Polaire (cP)

Sur une surface terrestre dépourvue de neige.

Une région d'origine inexistante en Amérique du Nord, en été et en hiver.

Tropical (cT)

Région d'origine inexistante en hiver pour l'Amérique Nord.

En été le S-O des E.-U. produit une masse d'air présentant de forts gradients thermiques verticaux, de hautes températures, de faibles degrés d'humidité. Au-dessous de 60,0 kPa, cT est plus chaud que mT.

Front continental Arctique séparé ces masses d'air

EN ÉQUILIBRE CONVECTIF (DONC EN ÉQUILIBRE PSEUDO-ADIABATIQUE) AVEC PLAN D'EAU (OCÉANS, LACS, MARÉCAGES) — MARITIME

Arctique (mA)

Formé par cA se déplaçant au-dessus d'un plan d'eau froide (5°C) et atteignant un équilibre convectif. En été une surface terrestre parsemée de lacs, marais, végétation fait beaucoup pour ajouter de l'humidité à la masse d'air.

Front maritime Arctique sépare ces masses d'air

Polaire (mP)

Formé de mA se déplaçant au-dessus d'un plan d'eau relativement chaud (−10°C) ou (en été) une surface terrestre parsemée de lacs, marais, végétation, etc.

Front Polaire sépare ces masses d'air

Tropical (mT)

Masse d'air particulière aux tropiques. Très humide à basse altitude.

EN TOURBILLON CONVECTIF

mA froid (cmA)

Formé de cA se déplaçant au-dessus d'un plan d'eau et n'y atteignant jamais un équilibre convectif. Cette masse d'air mA est plus froide que l'air mA conventionnel.

cA de transition (tcA)

cA se déplaçant vers le sud au-dessus d'une surface terrestre libre de neige et humide et/ou au-dessus de plans d'eau libre. Est rapidement réchauffé par en-dessous. Devient éventuellement impossible à distinguer de l'air mA. Dénommé tcA→mA.

Occasionnellement un front de nature transitoire sépare les deux sortes d'air maritime Arctique.

Division de la formation
Environnement Canada
Publication interne # 8
Revisé en août 1972

Les masses d'air

La masse d'air porte généralement le nom de la région d'où elle origine. En cet endroit, elle tend vers un équilibre radiatif ou convectif avec la surface terrestre. Elle maintien des caractéristiques presque identiques d'année en année. Selon que la masse d'air se forme à une basse latitude, à une latitude moyenne ou à une latitude élevée, on l'appelle TROPICAL, POLAIRE ou ARCTIQUE. On lui donne le nom CONTINENTAL lorsqu'elle est en équilibre surtout radiatif avec une surface terrestre et le nom MARITIME lorsqu'elle est en équilibre surtout convectif avec un plan d'eau–*océans, lacs, marécages*–.

Ainsi la masse d'air CONTINENTAL ARCTIQUE se forme en hiver aux latitudes élevées au-dessus d'un sol couvert de neige, ou d'une surface glacée, là où il n'y a que peu ou pas de rayonnement solaire. Par contre, la masse d'air MARITIME TROPICAL, une masse d'air chaud et humide, se développe dans les zones de hautes pressions subtropicales au-dessus des océans des basses latitudes. Il y a une différence de température à la surface de la terre de l'ordre de 40°C entre ces deux masses d'air.

Il est rare cependant que ces deux masses d'air se rencontrent. On constate plutôt qu'elles sont séparées par une ou plusieurs masses d'air issues de la transformation rapide de l'air continental arctique lorsqu'il passe au-dessus de l'eau libre ou d'une surface dépourvue de neige.

En considérant ces régions d'origine, déterminées selon la latitude, en relation avec les caractéristiques maritimes ou continentales, il est possible de présenter six types de masses d'air:

1	maritime tropical	(mT)
2	continental tropical	(cT)
3	maritime polaire	(mP)
4	continental polaire	(cP)
5	maritime arctique	(mA)
6	continental arctique	(cA)

En réalité cependant, on ne retrouve habituellement que quatre masses d'air, du moins sur le continent nord-américain en hiver. Les masses d'air continental polaire et continental tropical sont, à toutes fins utiles, presque inexistantes. En plus, durant l'été on ne retrouve pas de masses d'air continental arctique sur le continent. (TABLEAU 3. FIGURE 29)

Les fronts

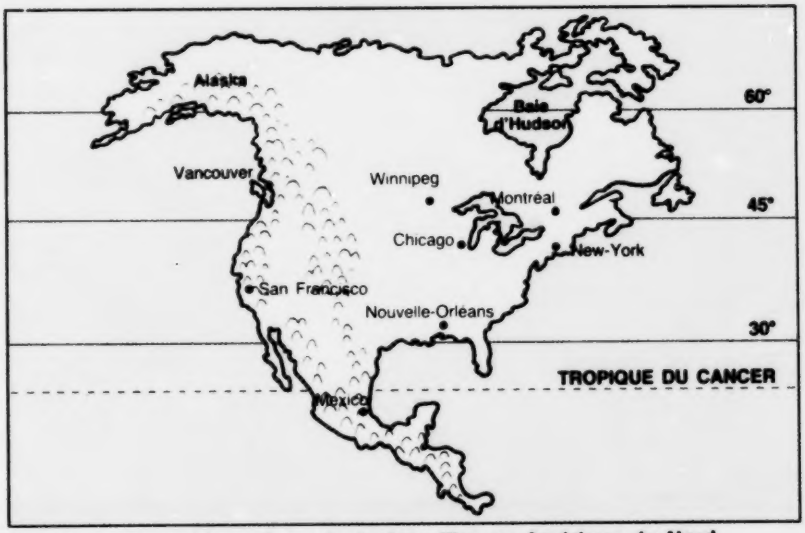
Les différentes masses d'air conservent généralement leurs propriétés originelles lorsqu'elles se dirigent l'une vers l'autre. Ne pouvant se mêler que très difficilement, elles se trouvent séparées par une surface ou ZONE FRONTALE qui tend à persister. Il se produit alors des changements rapides –*un fort gradient horizontal*– de température et d'humidité à la limite des deux masses d'air. C'est là une caractéristique importante de la zone frontale.

Le front porte le nom de la masse d'air la plus froide située au nord du front. Ainsi on rencontre généralement trois fronts qui séparent les quatre principales masses d'air:

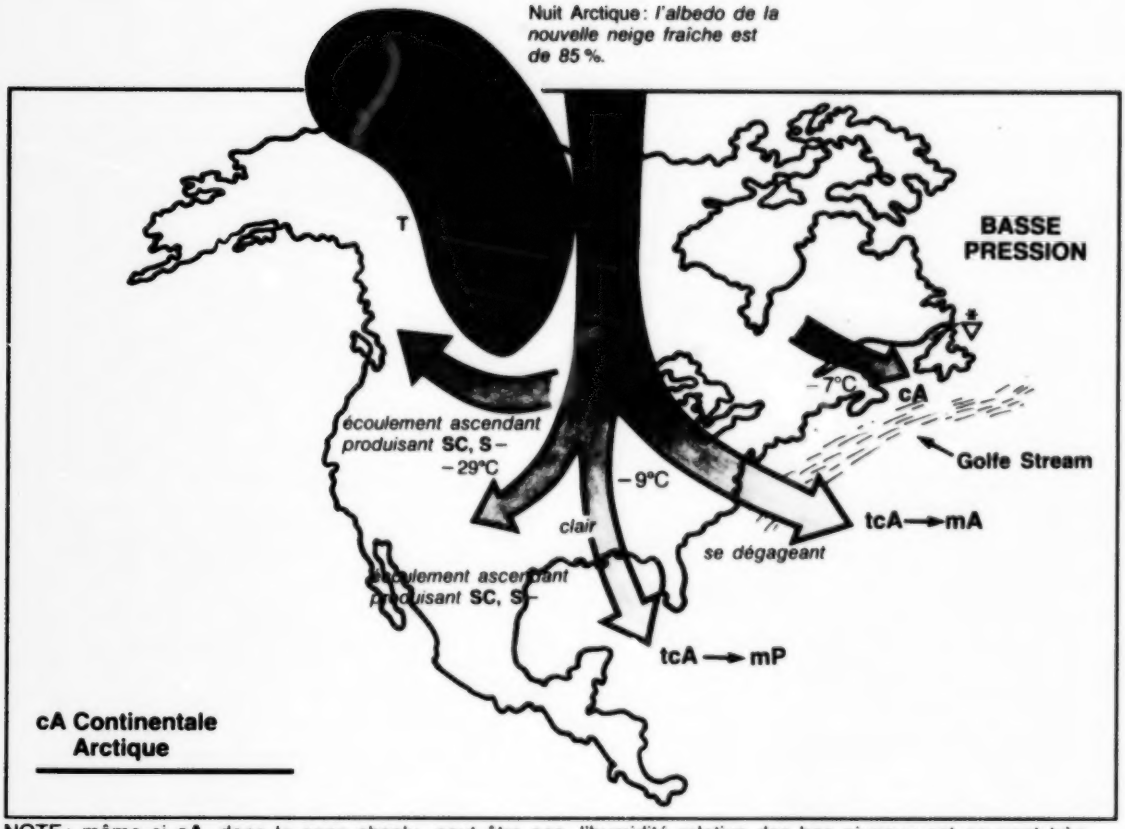
Le front CONTINENTAL ARCTIQUE entre le cA et le mA;

le front MARITIME ARCTIQUE entre l'air mA et mP;

le front POLAIRE OU MARITIME POLAIRE entre l'air mP et l'air mT.



Situation géographique des principales villes en Amérique du Nord

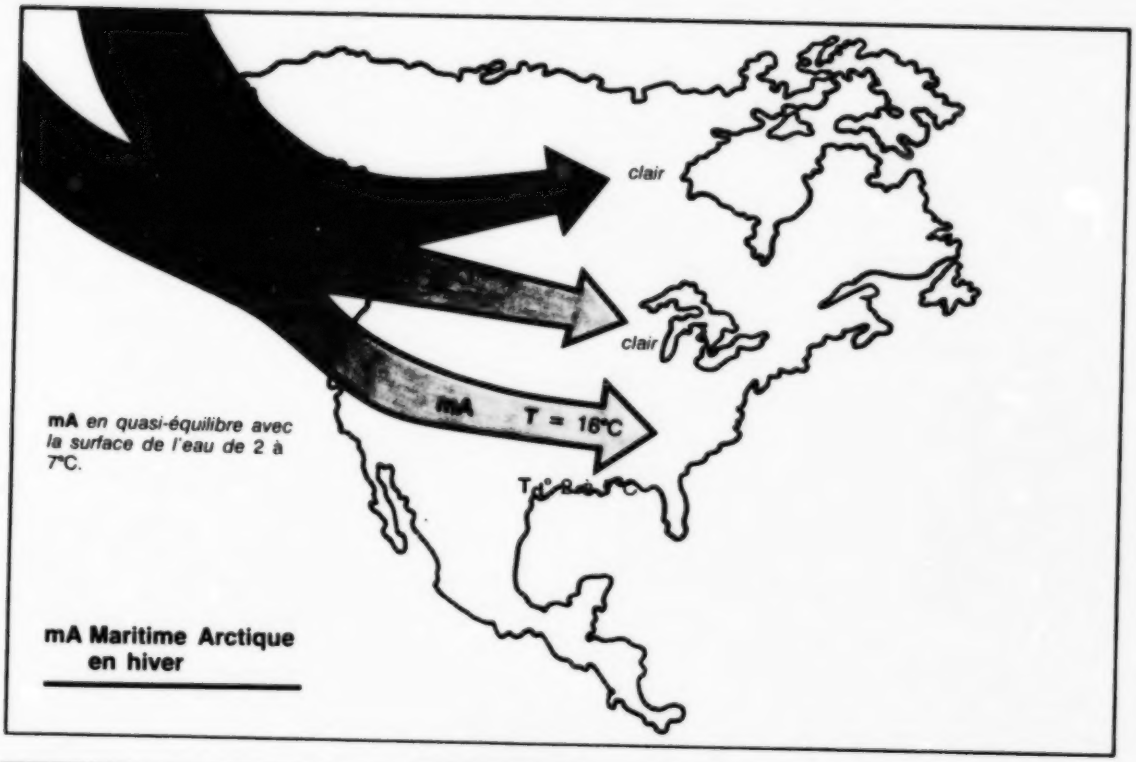


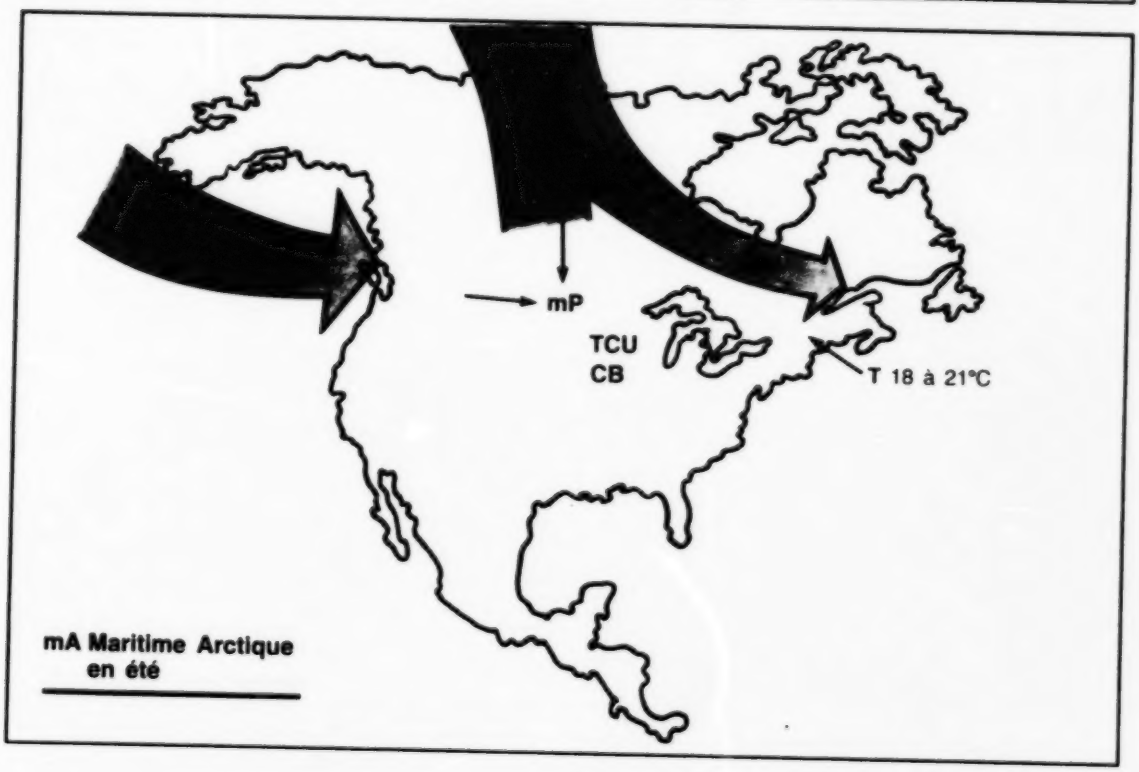
NOTE : même si **cA**, dans le sens absolu, peut être sec, l'humidité relative des bas niveaux est souvent très élevée.

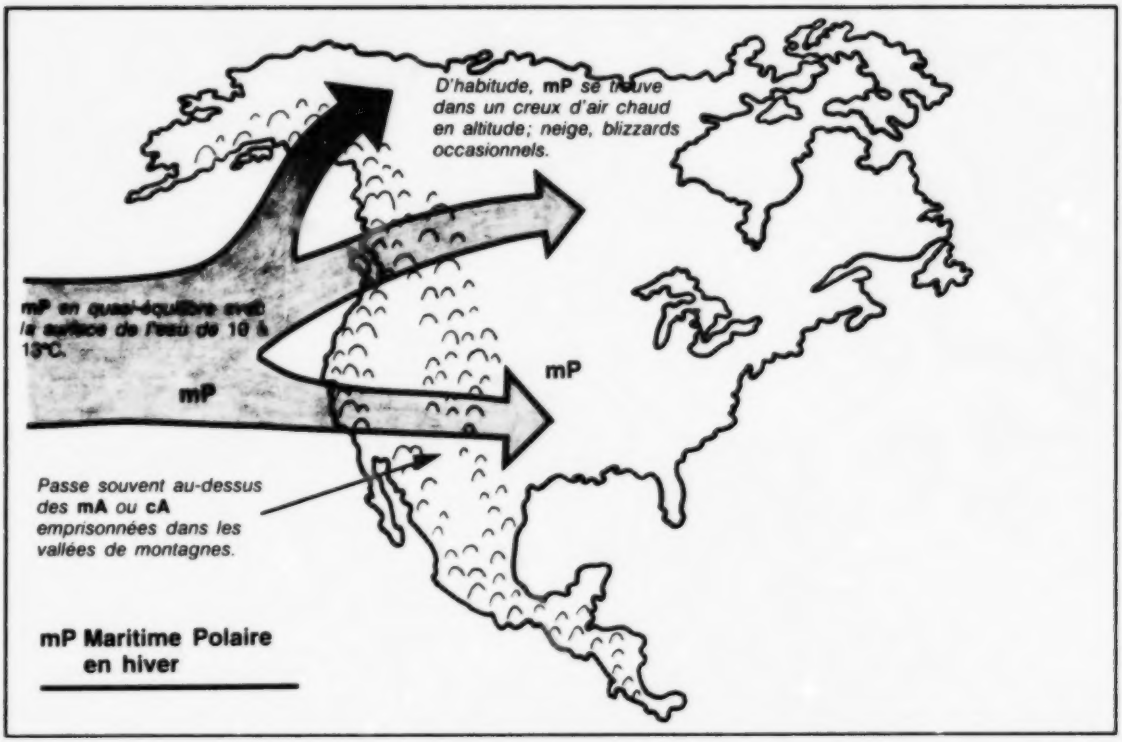
Autres abréviations et sigles utilisés dans les cartes qui suivent :

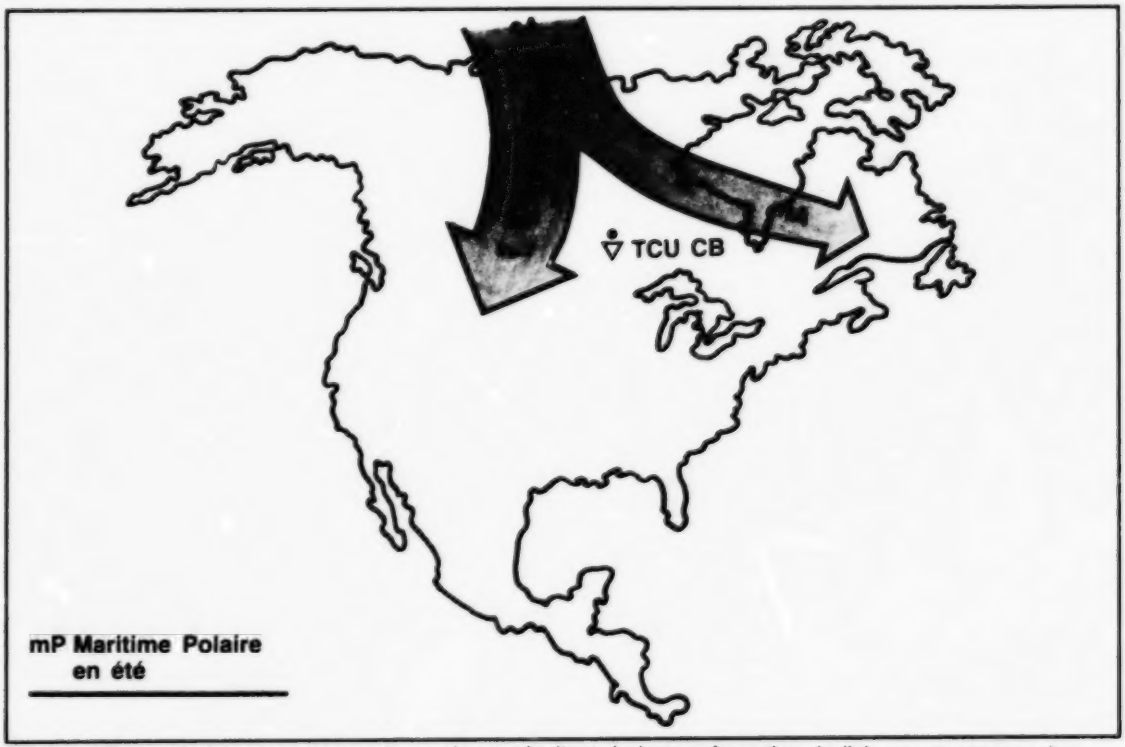
TCU : cumulus bourgeonnant (Towering)
CB : cumulo nimbus
SC : strato cumulus
ST : stratus
S− : neige légère
▽* : averse de neige
▽• : averse de pluie
▽⊕ : averse de grésil
T_d : point de rosée

FIGURE 29 — **Différentes masses d'air possibles sur l'Amérique du Nord.** Adapté de : Division de la formation Environnement Canada Publication interne #8 Revisé en août 1972


clair
clair
mA T = 16°C
mA en quasi-équilibre avec la surface de l'eau de 2 à 7°C.
mA Maritime Arctique en hiver

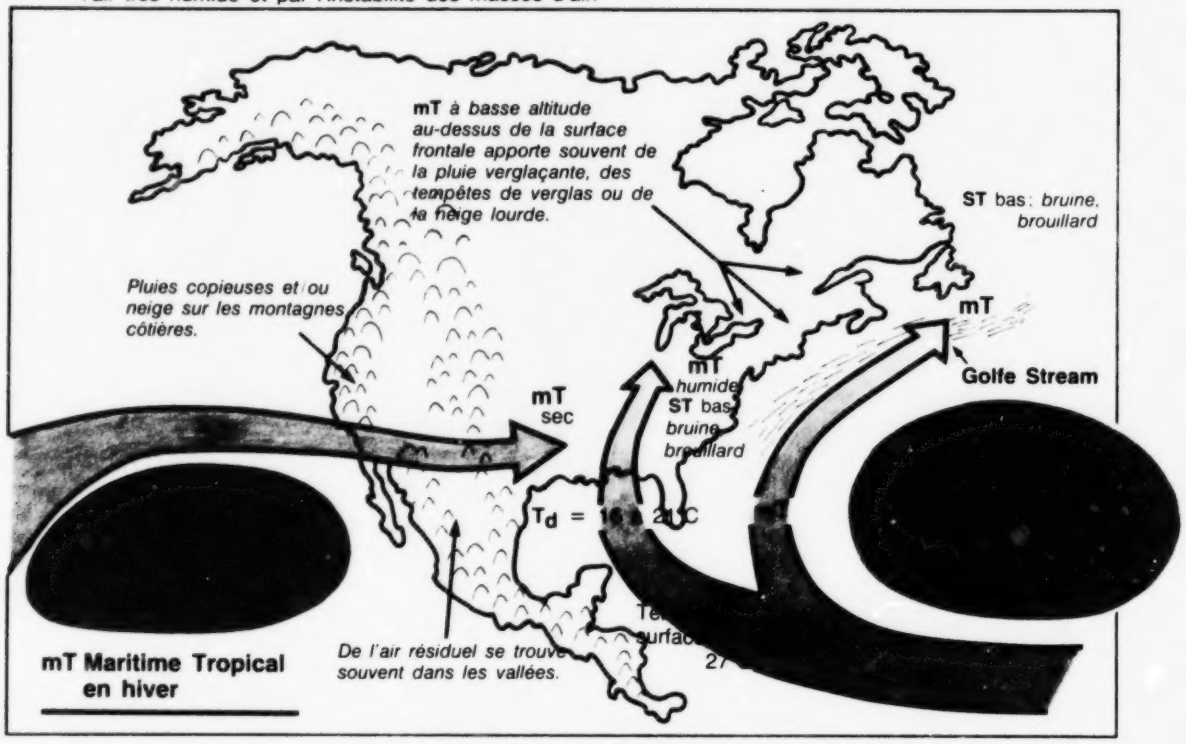

mP
TCU
CB
T 18 à 21°C
mA Maritime Arctique en été

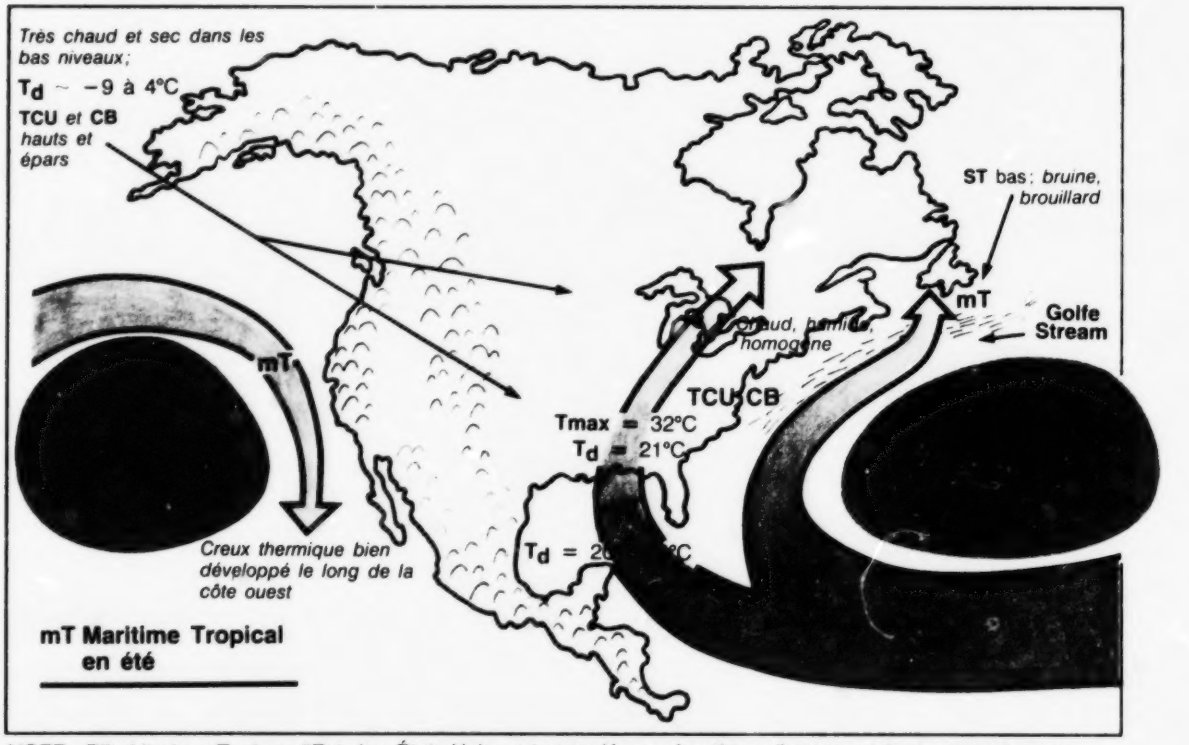




En été, **mP** se développe au-dessus du continent, résultant de la transformation de l'air en provenance des régions arctiques au-dessus des surfaces terrestres chaudes parsemées de lacs, de marais, etc.

NOTE: **mT** apportera de fortes précipitations si elle est associée avec des situations frontales causées par de l'air très humide et par l'instabilité des masses d'air.





NOTE: D'habitude **mT**, dans l'Est des États-Unis, est associé aux éruptions d'orages violents, tornades, etc.

Les dépressions frontales

PERTURBATIONS ATMOSPHÉRIQUES

Les dépressions sont des régions de pression relativement basse où les isobares forment des systèmes plus ou moins circulaires. Elles sont générées par un phénomène tourbillonnaire qui est en même temps la figure-clef de la circulation atmosphérique. Les plus communes sont les dépresions frontales. Ces dépressions se développent et se déplacent le long de deux masses d'air de caractéristiques différentes et elles engendrent généralement de la pluie, de la neige et du vent.

Ces masses d'air convergent dans les bas niveaux de l'atmosphère et forment une onde sur le front qui les sépare, au centre de la basse pression. Les mouvements ascendants qui s'y développent produisent généralement des nuages et de la précipitation. On constate aussi que la circulation des masses nuageuses se fait autour de la dépression et en liaison avec de son déplacement. C'est pourquoi les dépressions sont généralement reconnues comme annonciatrices de mauvais temps, voire de tempêtes.

Les dépressions frontales sont très instables. Elles naissent souvent subitement, se développent et meurent selon un cycle tout à fait typique. C'est particulièrement la circulation dans la haute troposphère qui fournit les conditions nécessaires à leur développement et à leur intensification.

Lors de la formation de l'onde frontale entre l'air froid et l'air chaud, une masse d'air chaud se trouve coincée entre de l'air frais modifié à l'avant de la dépression et un flux d'air froid à l'arrière. Il se produit un FRONT CHAUD qui marque la zone de transition –*relativement étroite*– entre la circulation d'air frais de l'est qui précède la

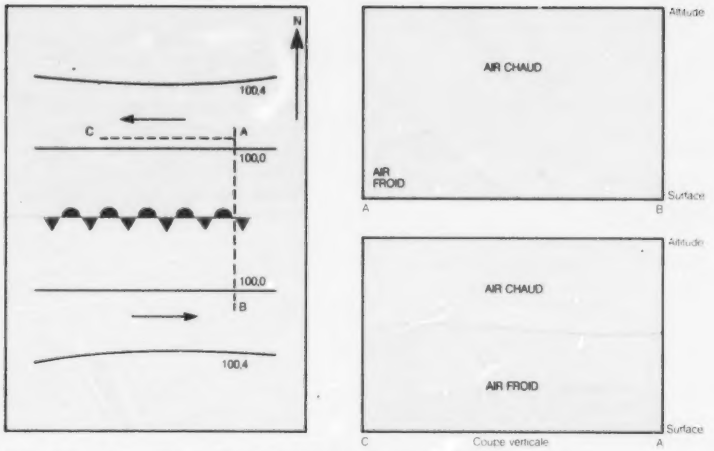


FIGURE 30 — **Stade initial de la dépression frontale.**

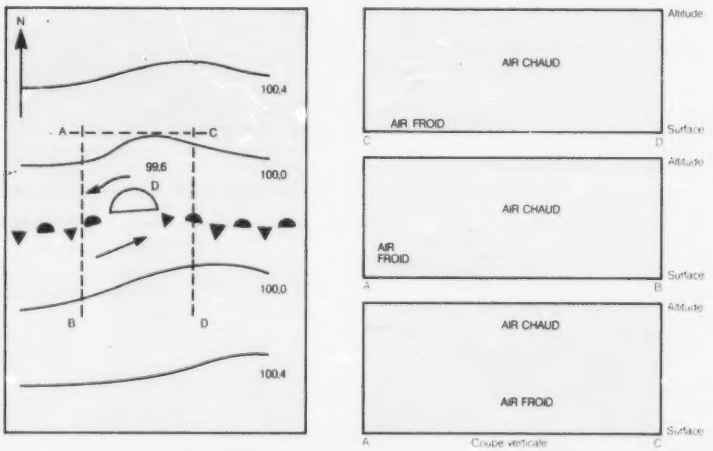


FIGURE 31 — **Cyclogénèse.**

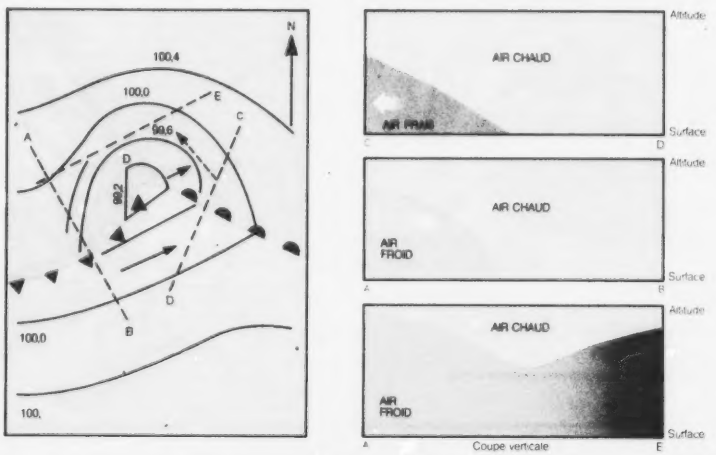


FIGURE 32 — **La dépression frontale atteint sa maturité.**

Adapté de « Weather Ways »

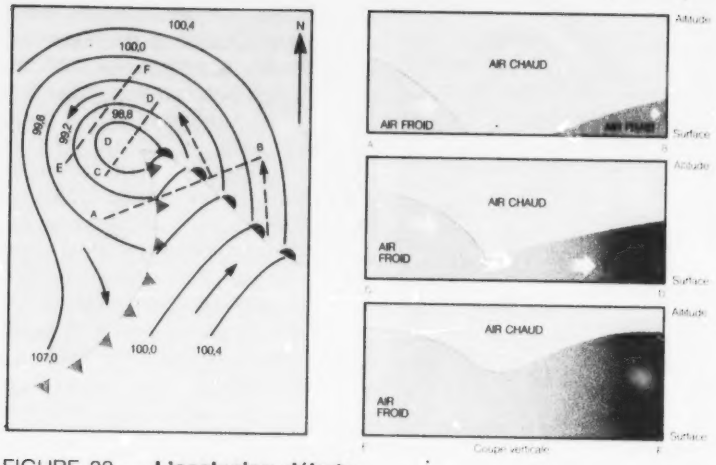


FIGURE 33 — **L'occlusion débute.**

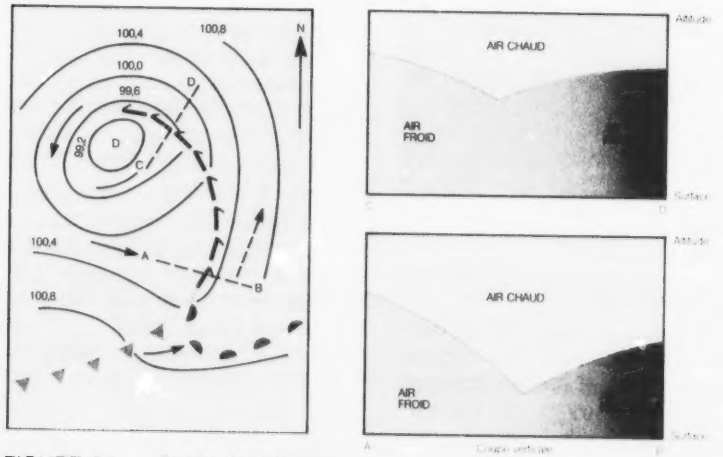


FIGURE 34 — **Après l'occlusion.**

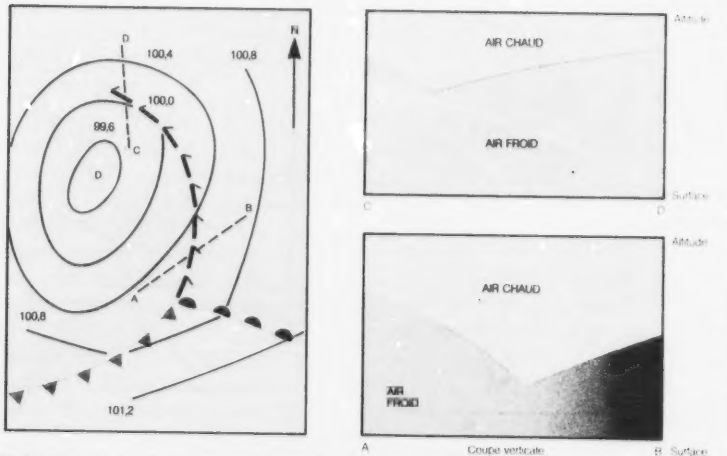


FIGURE 35 — **La dépression devient une dépression froide quasi stationnaire qui se remplit rapidement.**

Adapté de « Weather Ways »

dépression et le flux d'air chaud du sud ou sud-ouest qui caractérise le secteur sud-est *–appelé secteur chaud–* de la dépression. Ce front chaud n'est pas vertical mais plutôt incliné de telle manière que l'air chaud pénètre plus loin en altitude qu'en surface.

Derrière la dépression, une circulation d'ouest ou nord-ouest ramène promptement l'air froid. Cette nouvelle transition entre l'air chaud et l'air froid qui avance est un FRONT FROID généralement mieux défini, plus étroit et plus vertical que le front chaud.

L'évolution d'une dépression frontale se fait ainsi :

Au stade initial (FIGURE 30) une masse d'air chaud et une masse d'air froid se côtoient, séparées par un front quasi-stationnaire. Les mouvements d'air dans l'air chaud et l'air froid sont parallèles et ne provoquent aucun soulèvement d'air chaud. À la suite d'une perturbation quelconque, une onde se développe sur le front et un centre de basse pression se forme autour d'une ondulation ; c'est la CYCLOGÉNÈSE (FIGURE 31). À ce stade le front quasi-stationnaire devient un front chaud à l'est de la dépression et un front froid immédiatement à l'ouest. Il en résulte un mouvement ascendant de l'air chaud sur ces fronts.

La dépression frontale atteint ensuite sa maturité (FIGURE 32). Elle s'est alors approfondie considérablement ; l'onde devient beaucoup plus importante. Les fronts sont le long des lignes de creux de pression et l'air chaud glisse sur les deux fronts.

Au stade suivant L'OCCLUSION DÉBUTE (FIGURE 33). Le front froid, se déplaçant plus rapidement que le front chaud, rattrappe ce dernier, formant ainsi le FRONT OCCLUS. Normalement, à ce stade-ci, la dépression ralentit son déplacement. Avec l'occlusion (FIGURE 34) l'air chaud disparaît presque complètement en surface et le front occlus de surface est remplacé par un langue d'air chaud en

altitude (*–TROWAL–*). À mesure que l'air chaud se retire de la dépression, la circulation cyclonique en surface s'affaiblit.

La dépression devient alors une dépression froide, quasi-stationnaire qui se remplit rapidement (FIGURE 35). La dépression vieillissante pourra cependant trouver un regain de vie en atteignant l'océan, où elle trouvera un frottement moindre et d'immenses réserves de chaleur et d'humidité. Elle ira finalement se combiner à l'un des centres dépressionnaires quasi-permanent *–près de l'Islande, pour les dépressions nord-américaines–*.

Les dépressions non-frontales

Les dépressions ne sont cependant pas toutes d'origine frontale. En effet, plusieurs types de dépressions peuvent se former hors des zones frontales. Aux latitudes moyennes et élevées, ces dépressions sont importantes et d'un intérêt particulier pour le météorologiste.

La dépression thermique

La dépression thermique se développe en été à la suite du réchauffement intense d'une région continentale. Le temps est alors très chaud et sec mais des averses ou orages peuvent se développer par instabilité s'il y a suffisamment d'humidité. Habituellement cette dépression disparaît la nuit lorsque la source de chaleur n'existe plus. D'autres cependant, comme celle de l'Arizona, persistent.

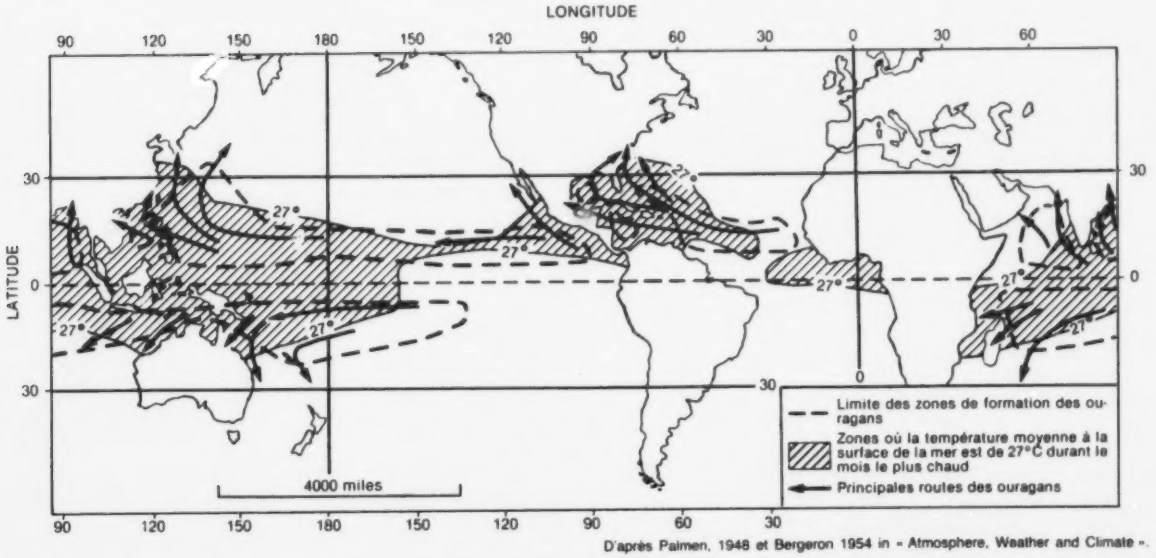
La dépression froide

La dépression froide se retrouve souvent au-dessus des régions des moyennes et hautes latitudes. Elle peut se former au-dessus des régions de l'Arctique en hiver, apportant des quantités importantes de nuages aux niveaux moyen et élevé *–3 kilomètres et plus–*; généralement elle ne donne pas de mauvais temps. Aux latitudes moyennes la dépression froide se rencontre souvent comme une dépression qui s'isole d'un courant d'air froid *–en hiver comme en été–*. Elle se déplace très lentement et engendre du temps perturbé qui se prolonge *–averses de neige, de pluie et orages–*.

Autres dépressions

D'autres dépressions peuvent se former dans le courant d'air froid à l'est d'une crête de haute pression ou à l'arrière d'une dépression frontale qui s'occlut. Ces dépressions surviennent surtout en hiver et sont caractérisées par une activité due à la convection intense donnant des averses soutenues de pluie ou de neige.

Des dépressions non-frontales se rencontrent aussi à l'est des Rocheuses. Ces montagnes forment une barrière aux grands vents d'ouest et engendrent ainsi des dépressions qui s'associent souvent à un front.



D'après Palmen, 1948 et Bergeron 1954 in « Atmosphere, Weather and Climate ».

FIGURE 36 — **Zone de formation des ouragans, leurs principales routes et température moyenne à la surface de la mer lors du mois le plus chaud.**

Les dépressions ou tempêtes tropicales et les ouragans

Ces dépressions sont particulières étant donné qu'elles se forment uniquement sur les océans des tropiques *–la zone des alizées–* et qu'elles se déplacent d'est en ouest sous l'influence des vents d'est en altitude. (FIGURE 36). Contrairement aux masses d'air des moyennes et hautes latitudes, les masses d'air des régions tropicales sont thermiquement homogènes. C'est pourquoi les tempêtes et les ouragans ne peuvent être d'origine frontale. Les mécanismes qui engendrent la formation de ces dépressions sont encore mal compris. Cependant la libération d'énormes quantités de chaleur latente par condensation y joue un rôle primordial. Ces tempêtes peuvent donc être d'une extrême violence malgré la faible circulation dans ces régions.

Lorsque les vents demeurent inférieurs à 40 km/h autour de la basse pression, la dépression est appelée DÉPRESSION TROPICALE, elle atteint le stade de TEMPÊTE TROPICALE quand elle se développe davantage avec des vents allant de 40 à 120 km/h (22 à 64 noeuds).

Malgré ses dimensions relativement petites *–quelques centaines de kilomètres de diamètre–* la tempête tropicale engendre des pluies torrentielles. Ses mouvements deviennent plus réguliers et ainsi plus prévisibles.

L'ouragan (FIGURE 37) est aussi une dépression de petit diamètre *–quelques centaines de kilomètres–* avec une pression barométrique parfois inférieure à 90,0 kiloPascal à la surface de la terre. Elle est caractérisée par des vents très violents dépassant souvent 200 km/h et des pluies torrentielles, 15 à 25 cm par jour, accompagnées d'orages. L'oeil de l'ouragan, d'un diamètre de 10 à 40 kilomètres, est la région centrale de l'ouragan où le vent est relativement faible et le ciel plus ou moins dégagé *–dû à la subsidence–*. Les typhons de l'Extrême-Orient, les Baguios des Philippines, les Cyclones des Indes et les Willy willies de l'Australie sont toutes des basses pressions d'origine tropicale du type de l'ouragan de l'Amérique du Nord et des Antilles.

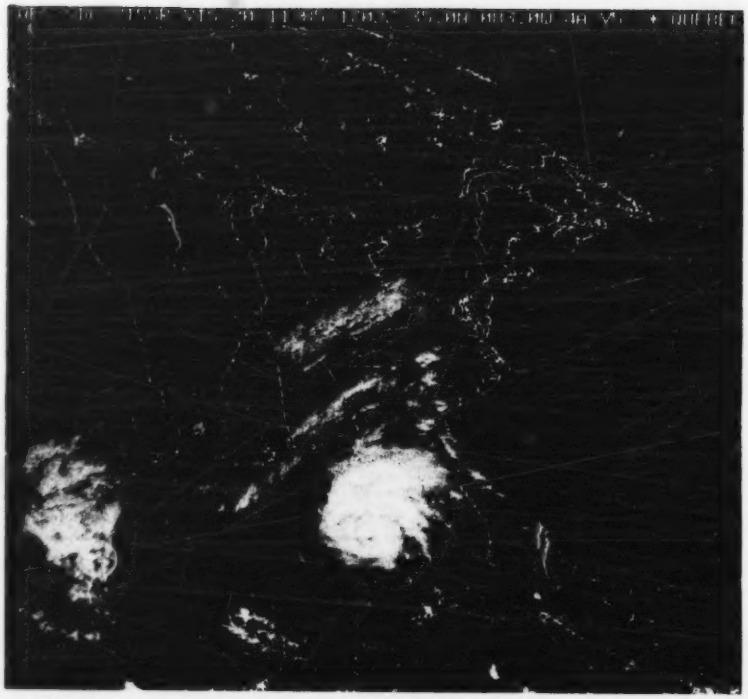


FIGURE 37 — **Ouragan Kate sur le Golfe du Mexique, 20 novembre 1985.**

L'ouragan se dissipe dès qu'il se déplace sur la terre ferme ou se dirige vers le nord, au-dessus des surfaces océaniques plus froides, après avoir contourné le côté ouest de l'anticyclone subtropical. Souvent les pluies torrentielles persistent durant cette phase surtout lorsque l'ouragan s'associe à un système frontal.

Les systèmes météorologiques

DÉPRESSIONS ET ANTICYCLONES

En étudiant une série de cartes météorologiques de surface, on s'aperçoit que certaines régions sont sous l'influence de systèmes de pression quasi permanents de hautes ou de basses pressions tandis que dans d'autres régions, aux latitudes moyennes, les hautes et les basses pressions se succèdent constamment. La haute pression est généralement associée au beau temps tandis que la basse pression apporte habituellement le mauvais temps.

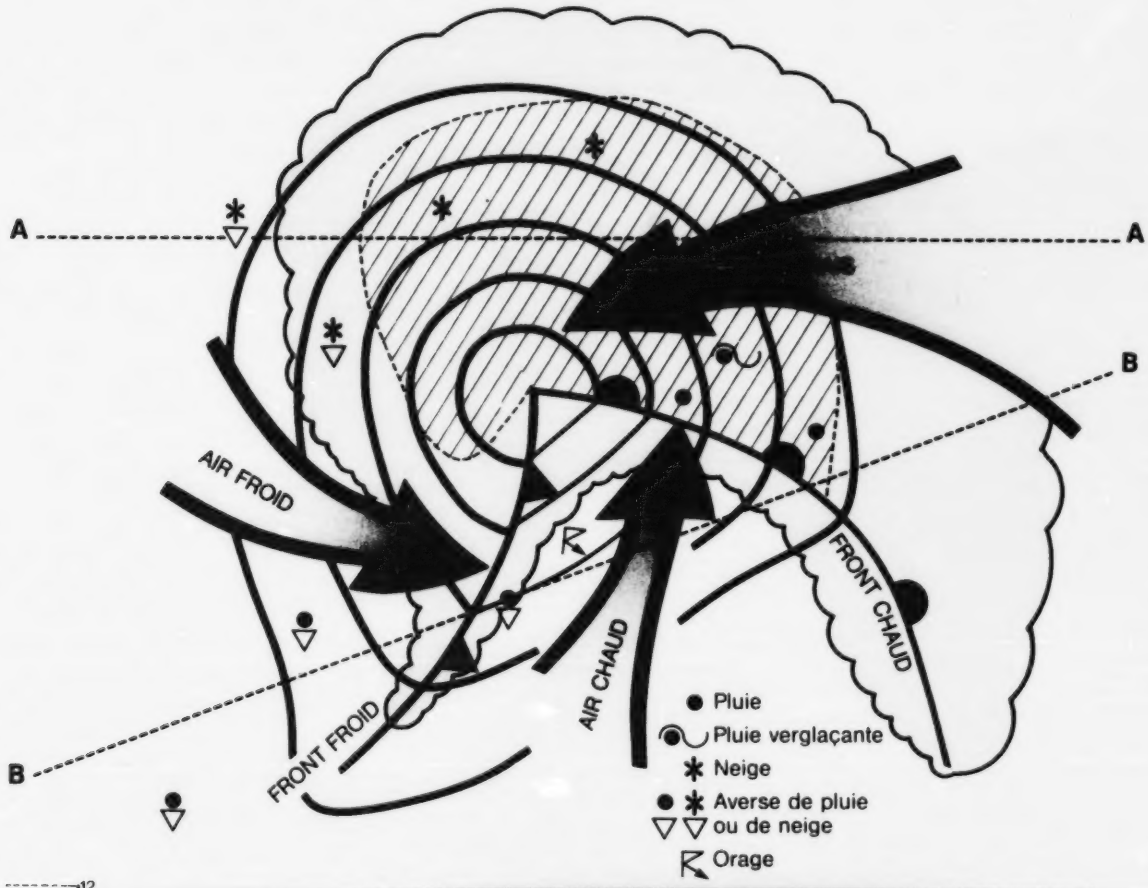
Les systèmes météorologiques et le temps

L'anticyclone est caractérisé par une subsidence ou mouvement descendant qui assèche l'air, ce qui entraîne un ciel généralement clair. Toutefois, les basses couches de l'atmosphère peuvent être instables *–à la suite d'un réchauffement diurne intense, par exemple–* donnant lieu à des cumulus ou à des stratocumulus mais la précipitation y est rare. Le ciel clair et les vents faibles d'un anticyclone des latitudes moyennes et élevées favorisent le refroidissement nocturne. Les risques de gel au sol au printemps et à l'automne se trouvent donc accrus. Le brouillard peut également s'y former dans des conditions favorables d'humidité ou de pollution.

Par contre la dépression est une région d'ascendance de l'air généralement accompagnée de nuages et de précipitations. C'est à l'échelle de la dépression que l'on perçoit les mouvements de masses; le mouvement horizontal et le courant vertical couvrent de vastes étendues *–de l'ordre de 1 000 kilomètres–* et persistent plusieurs jours.

Sous les latitudes moyennes, une dépression frontale bien développée présente souvent une structure classique de nuages et de précipitations (FIGURE 38). Loin devant, les nuages élevés envahissent le ciel. Puis viennent les nuages d'altitude moyenne, de plus en plus épais, suivis de précipitations continues sur de vastes étendues. Des averses plus intenses, ou même des orages, peuvent s'y mêler à cause du soulèvement frontal. L'air chaud, en pénétrant plus vite en altitude qu'en surface, peut amener de la pluie alors que le sol est encore au-dessous du point de congélation: c'est la PLUIE VERGLAÇANTE. Au passage du front chaud, le nuage moyen et élevé tend à se dissiper et la précipitation à cesser. Mais selon que l'air chaud est stable ou non, il pourra persister des stratus avec bruine et brouillard, ou se former des cumulus avec averses dispersées. À l'approche du front froid ou à son passage, des cumulus se développent et des cumulonimbus apparaissent provoquant des averses et des orages. Après le passage du front froid les nuages se dissipent rapidement.

COUPE VERTICALE SELON LA LIGNE A-A

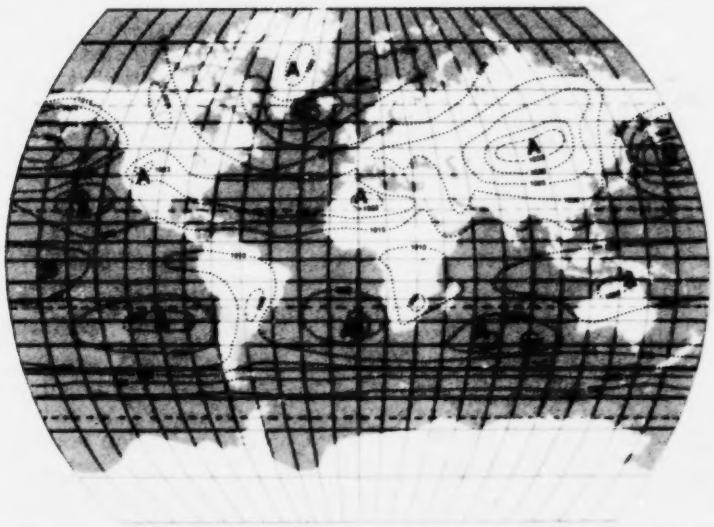


COUPE VERTICALE SELON LA LIGNE B-B

FIGURE 38 — **Schéma d'une perturbation. Cette figure représente de 1 000 à 1 500 km de long.**

Les systèmes de pression quasi-permanent

Parmi les systèmes de pression quasi-permanents (FIGURE 39), on peut identifier les anticyclones quasi-permanents des océans subtropicaux, vers 30° de latitude, (on distingue ces cellules sur le schéma des vents moyens de surface à la figure 21) les anticyclones qui dominent le centre de l'Asie et à un moindre degré ceux *qu'on retrouve au centre de l'Amérique* du Nord en hiver. Il existe également les dépressions quasi-permanentes qui dominent les océans entre 50° et 70° en hiver avec des centres près des îles Aléoutiennes (Pacifique nord) et près de l'Islande (Atlantique nord). Alors que ces centres de dépression tendent à disparaître l'été, d'autres se forment sur les continents subtropicaux.



Adapté de : General Climatology

FIGURE 39 — **Distribution de la pression au niveau de la mer. (Janvier)**

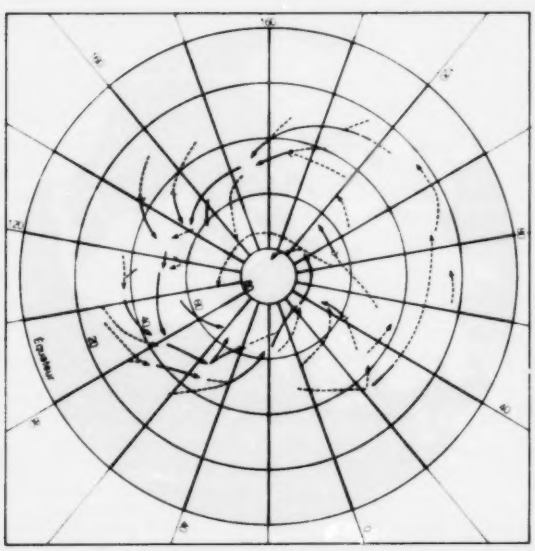
Les systèmes de pression migratoire

TYPES DE TEMPS

Aux latitudes moyennes, ce sont les anticyclones et dépressions migratoires qui opèrent l'alternance de « types de temps », c'est-à-dire l'alternance de masses d'air chaud et froid qui amènent la variabilité caractéristique du temps.

Certaines régions sont particulièrement favorables à la formation de telles dépressions, (CYCLOGÉNÈSE). Par exemple: l'est des Rocheuses, la côte est des continents nord-américain et asiatique l'hiver.

Les dépressions se déplacent généralement vers le nord-est. Ainsi l'hiver, en Amérique du Nord, trois trajectoires principales convergent vers Terre-Neuve (FIGURE 40). L'une part de l'Alberta, passe par les Grands Lacs puis recourbe vers Terre-Neuve. La seconde part près du Colorado et rejoint la première en Ontario. La troisième part de la Côte Atlantique, près des Carolines, puis traverse les provinces maritimes. L'été, les trajectoires sont déplacées vers le nord; les perturbations sont également plus faibles et moins bien définies. Le mouvement des dépressions amène donc, avec le secteur chaud, une incursion d'air tropical vers les hautes latitudes.



D'après Klein in Atmosphere, Weather and Climate

Trajectoires les plus importantes.

Trajectoires secondaires, moins fréquentes et moins bien définies.

Endroit où la fréquence des dépressions est élevée.

Région favorable à la formation de dépression (cyclogénèse).

FIGURE 40 — **Principales trajectoires des dépressions sur l'hémisphère nord.**

LES PRÉVISIONS MÉTÉOROLOGIQUES

Aperçu historique

L'acquisition des données

La transmission et le traitement des données

Les prévisions à courte (2 jours) et moyenne échéance (3 à 5 jours)

La diffusion des prévisions

La fiabilité des prévisions

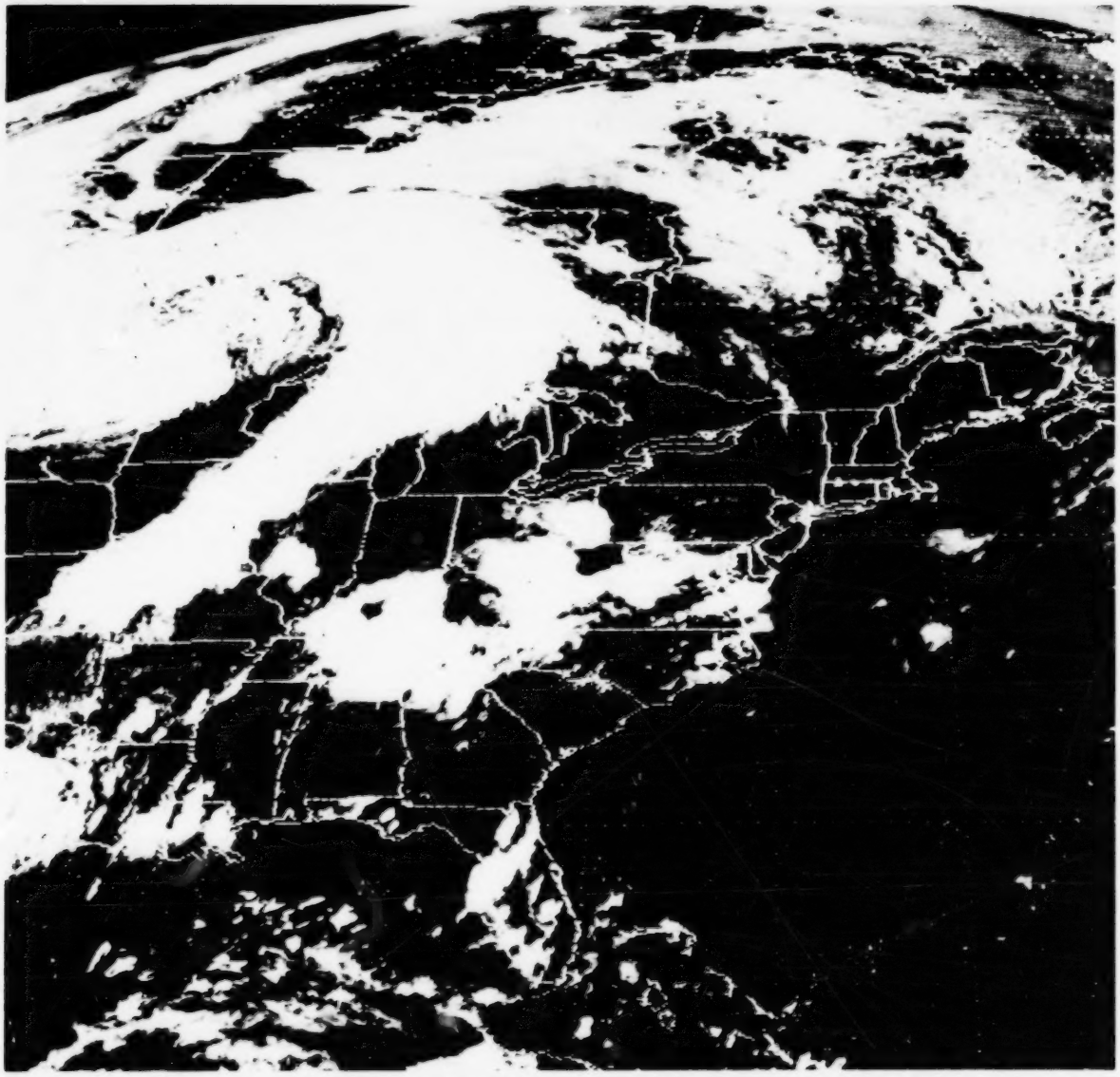


FIGURE 41 — **Photo prise d'un satellite montrant pour l'Amérique du Nord, la circulation de l'air autour d'une dépression ; cette circulation est matérialisée par l'enroulement en spirale des masses nuageuses.**

Aperçu historique

Les principaux instruments de mesure météorologique datent du 17e siècle tout comme les premières tentatives modernes pour expliquer les mouvements atmosphériques. Cependant, ce n'est qu'à la fin du 18e siècle que se sont effectuées les premières observations systématiques et il faut attendre au siècle suivant pour que se répandent les stations d'observations et que l'invention du télégraphe permette la compilation d'observations simultanées.

La codification de ces observations sur des cartes météorologiques permet alors d'identifier les systèmes de pression et d'y relier les vents ainsi que certains types de temps. On commence aussi à s'intéresser aux masses d'air, mais leur étude ne se développe qu'au début du 20e siècle en Norvège. C'est là qu'apparaît la notion de front et que se précise le processus d'évolution des dépressions. Plus tard, les observations en altitude au moyen de ballons et d'avions puis de fusées et de satellites, ajoutent une dimension verticale à la compréhension des systèmes météorologiques.

Ces notions permettent d'organiser logiquement la masse croissante d'informations météorologiques disponibles. Il devient alors possible de suivre le mouvement et l'évolution de systèmes météorologiques sur des cartes successives et d'en prévoir la suite par EXTRAPOLATION. Aujourd'hui, l'utilisation de l'ordinateur a grandement facilité et amélioré ces travaux. On cherche à suivre et à prévoir l'évolution de la situation atmosphérique non par des méthodes manuelles mais par la résolution sur ordinateur des équations qui régissent les mouvements de l'atmosphère (modèles mathématiques de simulation de l'atmosphère).

L'acquisition des données

Le point de départ des prévisions météorologiques est avant tout l'observation aussi complète et aussi fréquente que possible de l'état de l'atmosphère.

Les observations effectuées sont de deux ordres: celles effectuées en surface et celles effectuées en altitude. Elles peuvent être complétées par les données recueillies par les satellites et les radars.

Les observations en surface

Les observations météorologiques en surface fournissent une vue d'ensemble de la situation atmosphérique. Elles sont définies par des normes élaborées par l'Organisation météorologique mondiale dont le siège est à Genève en Suisse. Les éléments concernés sont la pression, la température, le point de rosée, les précipitations, la vitesse et la direction du vent, la visibilité, la tendance de la pression, les types de nuages et leur quantité ainsi que d'autres phénomènes atmosphériques.

Les observations en altitude

Les observations en altitude ajoutent une autre dimension à l'analyse en permettant de visualiser ce qui se passe en altitude dans l'atmosphère. On utilise à cette fin des stations de radiosondage. Deux fois par jour, la pression, la température et l'humidité de l'air sont mesurées simultanément au moyen d'appareils soulevés par ballon. Ces RADIOSONDES étant entraînées par le vent, il est possible, en connaissant continuellement leur position, d'évaluer la vitesse et la direction du vent à différents niveaux *–entre 0 et 30 km–*.

Les observations complémentaires par satellite

Le satellite est l'outil idéal d'observation de l'atmosphère. Il assure la continuité dans l'espace et le temps, la précision et la cohérence des mesures, la rapidité de la collecte et de la transmission des données. Le satellite donne une image globale quasi instantanée des masses nuageuses autour de la terre et d'autres informations relatives à l'atmosphère (FIGURE 41). Ces images confirment la présence de nuages reliés aux centres dépressionnaires et délimités sur cartes à partir des observations en surface. Par le fait même, le satellite-météo permet la localisation précise des dépressions surtout au-dessus des régions où les stations d'observations en surface sont peu nombreuses *–comme au-dessus des océans–* ainsi que l'identification des masses d'air et des zones frontales.

Le satellite permet de discerner les masses nuageuses par la mesure de la lumière réfléchie le jour. Il permet également par la mesure du rayonnement infra-rouge la nuit et le jour, d'identifier le type et la hauteur des nuages, les profils de température et d'humidité de l'atmosphère ainsi que les températures de la surface terrestre et des océans.

En plus de transmettre rapidement ces images, le satellite peut aussi servir de relai dans la transmission des données provenant de stations automatiques terrestres ou maritimes.

FIGURE 42 — **Photo prise d'un satellite.**

Les observations complémentaires par radar météorologique

Le radar météorologique est un instrument d'observation de premier ordre aidant à repérer, quantifier et suivre les zones de précipitations ainsi que tout phénomène de temps violent comme la grêle, les orages et les tornades. L'évaluation de l'intensité des « échos de précipitations » contribue ainsi à mieux faire connaître les processus de formation des précipitations.

La zone d'observation du radar météorologique est cependant limitée à un rayon de quelque 250 km et toute extrapolation à partir des échos n'est valable que pour une très courte période, soit de une à trois heures.

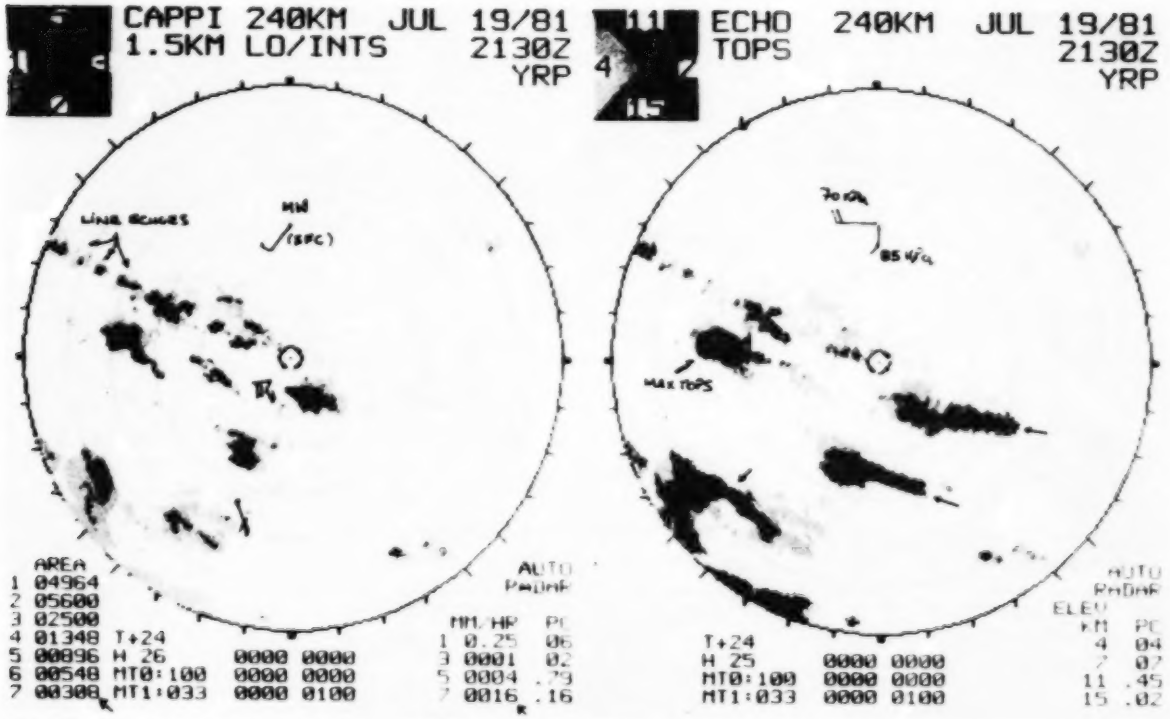


FIGURE 43 — **Deux images du radar CARP, situé près d'Ottawa.**
La première image représente une tranche horizontale à une hauteur de 1,5 km au-dessus du sol à travers plusieurs cellules orageuses. Les 4 tons de gris correspondent à différentes intensités de pluie.

La deuxième image indique la hauteur des sommets des cellules. Dans ce cas, les tons de gris correspondent à différentes hauteurs, soit 4, 7 11 ou 15 km au-dessus du sol.

Les cercles pour chaque 40 km autour du radar servent de repères, de même que la géographie sommaire qui apparaît sur chacune des cartes. La partie est du lac Ontario se situe au sud-ouest, l'île de Montréal directement à l'est et le lac Champlain au sud-est.

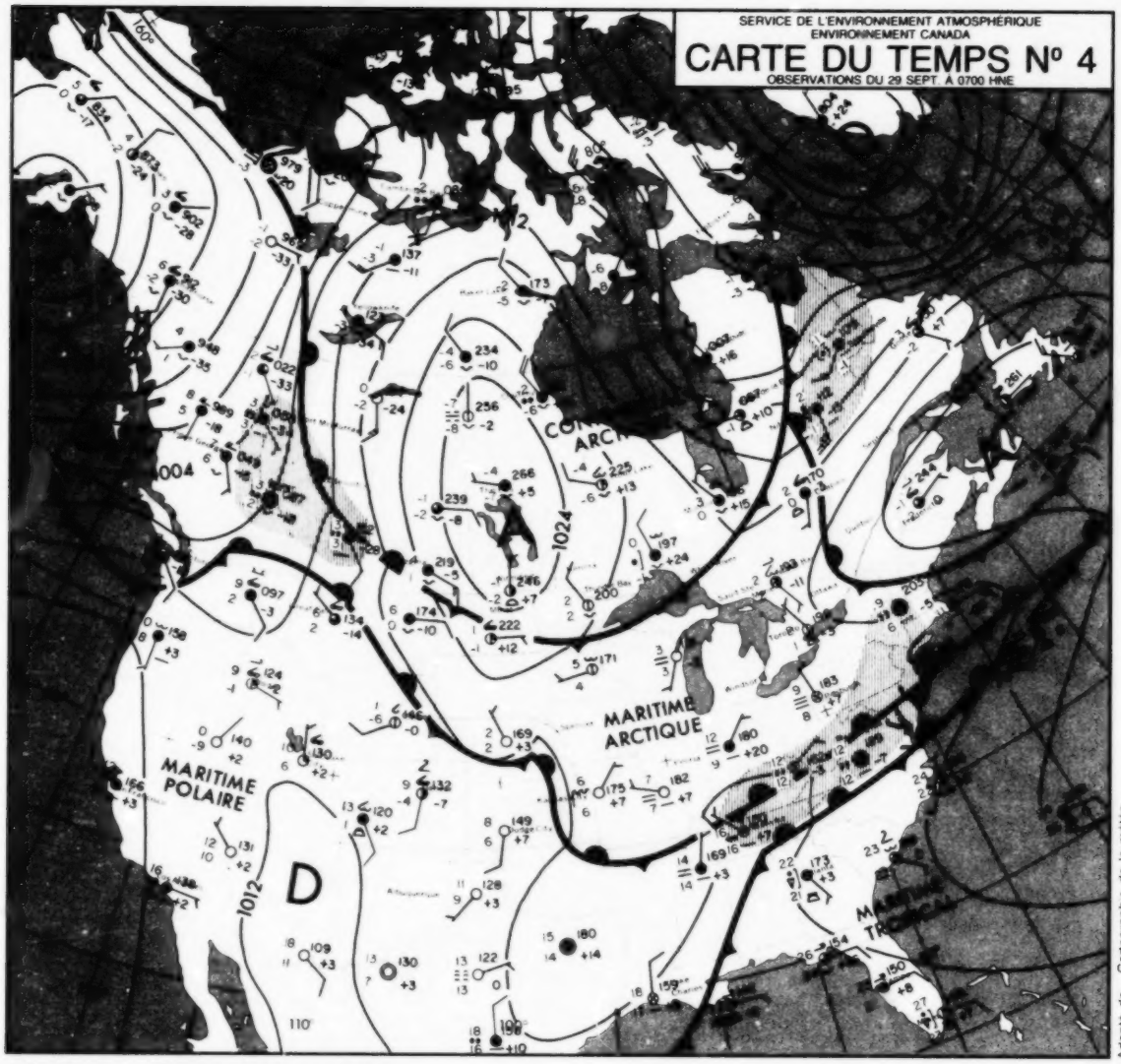
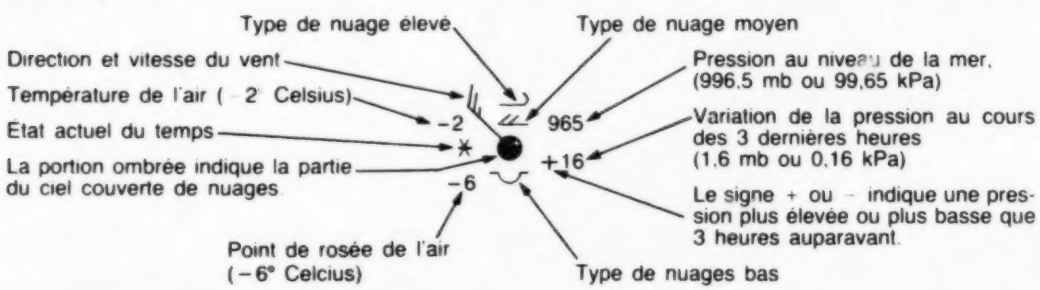


FIGURE 44 — **Carte météo complète.**

MODÈLE DE POINTAGE SIMPLIFIÉ



La transmission et le traitement des données

La transmission des données d'observation météorologique se fait au moyen d'un système mondial de communication ultra-rapide. À la réception, ces informations sont pointées sur des cartes et analysées en quelques minutes par les ordinateurs puissants et rapides des centres météorologiques régionaux et nationaux[1]. Ces cartes sont transmises électroniquement à tous les bureaux météorologiques du pays.

Cependant, ces cartes ne montrent que le champ isobarique avec les dépressions et les anticyclones. L'identification des masses d'air et la localisation des fronts reste du ressort du météorologiste (FIGURE 44).

Des cartes analogues à celles de surface sont pointées et analysées pour d'autres niveaux de l'atmosphère. De plus, les données recueillies par les radiosondes sont reportées sur des diagrammes spécialisés, les TÉPHIGRAMMES, pour l'étude des profils de température et d'humidité de l'atmosphère. Ces diagrammes permettent d'identifier les différentes masses d'air et d'étudier leurs caractéristiques et leur évolution. On recherche alors les couches humides qui peuvent donner des nuages et des précipitations, la présence d'instabilité et les changements apportés aux masses d'air par soulèvement ou par subsidense, etc..

La prévision à courte (2 JOURS) et à moyenne échéance (3 À 5 JOURS)

Toute prévision comporte deux étapes. Le prévisionniste examine les cartes et les diagrammes qui lui sont transmis. Il identifie les systèmes météorologiques et en suit l'évolution. Il superpose à cette image de la situation les différents phénomènes observables et prévisibles tels la pluie, la neige, le brouillard, etc. Toute cette étude permet d'acquérir un aperçu tridimensionnel des vents, de la température et de l'humidité atmosphérique.

Par la suite, le météorologiste projette ces données dans le futur; il extrapole. Il tiens alors compte de certains facteurs qui déterminent l'intensification d'une dépression, comme les contrastes de température, la présence et l'orientation de courants-jets en altitude, la stabilité de l'air, etc. Il envisage les changements possibles dans les mécanismes d'ascendance ou de subsidence qui associent nuages et précipitations aux systèmes météorologiques étudiés. Il soupèse ces divers éléments dont les effets peuvent être mutuellement contradictoires. La ressemblance avec des situations analogues du passé peut servir de guide mais il est plus approprié de quantifier tous les éléments du problème et d'y appliquer les lois de la physique atmosphérique. Pendant longtemps, les cartes de prévisions ont été réalisées par extrapolation manuelle. Maintenant, le météorologue fait appel aux modèles numériques de prévision et à l'ordinateur pour réaliser ces cartes.

Les prévisions numériques

En fait, on associe les prévisions numériques à l'ordinateur. Les équations qui décrivent l'évolution de l'atmosphère demandent tellement de calculs qu'elles ne peuvent être effectuées dans un délai utile que par un ordinateur puissant.

Les prévisions numériques utilisent les observations qui décrivent l'état « présent » de l'atmosphère et les projettent dans le temps et l'espace.

Ces modèles numériques constituent des outils puissants mais ils ont leurs limites. D'une part, les données de base *–observations diverses–* ne sont pas suffisamment denses pour décrire adéquatement l'atmosphère même au moment initial. D'autre part, les méthodes employées sont approximatives et introduisent des erreurs. Par conséquent, la simulation réalisée par l'ordinateur s'éloigne de la situation réelle à mesure que se poursuit la projection dans le temps. Il en résulte parfois des écarts appréciables dans les solutions proposées par différents modèles.

Le météorologiste doit donc décider de l'utilisation d'un modèle et des modifications à y apporter. Il considère à cette fin la qualité de l'analyse initiale du modèle et sa capacité à décrire l'évolution du temps observé jusque là. L'expérience et la connaissance des points forts et faibles de chaque modèle lui sont également indispensables.

Le météorologiste établit ainsi la prévision des systèmes de pression auxquels sont associées certaines structures thermiques et dynamiques de l'atmosphère. Par la suite, il les interprète pour en déduire les éléments du temps: vents, nuages, précipitations, hu-

[1] Au Canada, c'est le Centre météorologique canadien, CMC, situé à Dorval.

midité, température et autres. Certains de ces éléments sont prévus directement par les modèles numériques, mais les limites de ces modèles sont particulièrement visibles. Des méthodes statistiques permettent d'y remédier en interprétant objectivement les champs prévus par le modèle numérique, en fonction de la climatologie locale et, parfois, du comportement antérieur du modèle.

L'approche subjective du météorologiste est assez similaire, mais elle garde l'avantage de suivre continuellement et en détail l'évolution du temps (rapports horaires en surface, radar, photos prises par les satellites, etc.). Les prévisions numériques et leur interprétation statistique ne se font encore qu'à intervalles de 12 heures et ne perçoivent que les phénomènes à grande échelle *–centaines de kilomètres–*. Cet avantage décroît évidemment avec la durée de la prévision.

Les éléments prévus

Considérons brièvement, à tour de rôle, les différents éléments prévus: les vents, les nuages, les précipitations, l'humidité, la température.

Les vents

Les vents sont directement reliés aux champs de pression. Leur intensité et leur direction sont toutefois modifiées par le frottement au sol *–minimal sur une surface d'eau, maximal en terrain montagneux–* et surtout par le relief *–barrières montagneuses, vallées, etc.–*. Ainsi, un même champ de pression pourra entraîner simultanément des vents du sud dans la vallée du Richelieu, du nord-est sur le St-Laurent et d'est sur le Saguenay. (FIGURE 45)

Le météorologiste doit toujours tenir compte des vents même s'il ne les inclut pas dans tous les bulletins de prévisions. Pour certains usagers, marins, forestiers, agriculteurs, etc., il donnera plus de précision alors que pour d'autres, le grand public, l'aviation, il n'inclura les vents qu'au delà de certains seuils. Il doit aussi en tenir compte pour prévoir d'autres éléments tels la température, la visibilité et même les nuages.

Les nuages

Les nuages comme les vents, sont reliés aux systèmes météorologiques mais cette association est très variable. Chaque dépression et chaque anticyclone est unique et les nuages qui lui sont associés varient aussi dans l'espace et dans le temps. Leur prévision intègre les prévisions de l'humidité atmosphérique et des mouvements verticaux *–soulèvement organisé à grande échelle, convection liée à la structure thermique de l'air, relief, etc.–*. Si la nébulosité est un élément important des prévisions au public, elle constitue un élément essentiel à l'aviation. Les pilotes doivent connaître la distribution horizontale et verticale des couches de nuages prévus et leur évolution avec le temps; ils sont particulièrement intéressés par la hauteur du PLAFOND *–niveau à partir duquel plus de la moitié du ciel est obscurci–*. Le météorologiste s'intéressera aussi à la nébulosité pour prévoir les températures et les précipitations.

Les précipitations

Les mêmes facteurs qui déterminent et font varier la nébulosité affectent également les précipitations qui en résultent. Encore faut-il prévoir non seulement la présence de précipitations mais aussi leur nature *–liquide, solide, verglaçante–*, leur distribution spatio-temporelle *–continue, intermittente, averses plus ou moins dispersées–* et, dans certains cas, leur quantité. Tous les usagers s'intéressent à la prévision de précipitations, quoique certains aspects dominent pour chacun; ce sera l'intensité pour le grand public, les restrictions à la visibilité pour l'aviateur ou le marin, la fréquence et l'accumulation pour l'agriculteur et le forestier, etc. Notons que tous les autres obstacles à la visibilité, la brume, le brouillard, la poudrerie, etc. doivent également être inclus dans les prévisions destinées à la navigation et à l'aéronautique et souvent dans la prévision destinée au public.

La prévision des orages est un élément particulièrement important des prévisions de nuages et de précipitations. Les orages s'accompagnent toujours de conditions de givrage et de turbulence dangereuses pour l'aviation; la foudre peut être cause d'incendies, particulièrement en forêt; l'intensité et l'accumulation de la pluie ainsi que les vents parfois très forts peuvent causer des difficultés à tous; enfin, le risque de grêle touche particulièrement l'agriculteur. Toutefois, les orages constituent un phénomène local, même lorsqu'ils apparaissent structurés *–ligne de grain souvent liée au front froid–*; on ne peut donc guère qu'en prévoir la probabilité. Leur intensité est également variable et leur forme extrême, la tornade, est heureusement rare au Québec. Néanmoins, le météorologiste étudie soigneusement les observations rapportées et les échos radar pour évaluer les risques de temps violent *–grêle, précipitations considérables, vents très forts–* et émet des veilles et alertes météorologiques selon que de telles conditions menacent une région.

L'humidité

Liée à la précipitation à la fois comme cause et comme effet, l'humidité est un autre élément à prévoir. Elle dépend non seulement du contenu en vapeur d'eau d'une masse d'air mais également de sa température et de la présence ou l'absence de sources de vapeur d'eau telles que les précipitations et les masses d'eau. Bien que l'humidité ne soit prévue qu'à des fins forestières et agricoles *–indices d'assèchement–*, le météorologiste

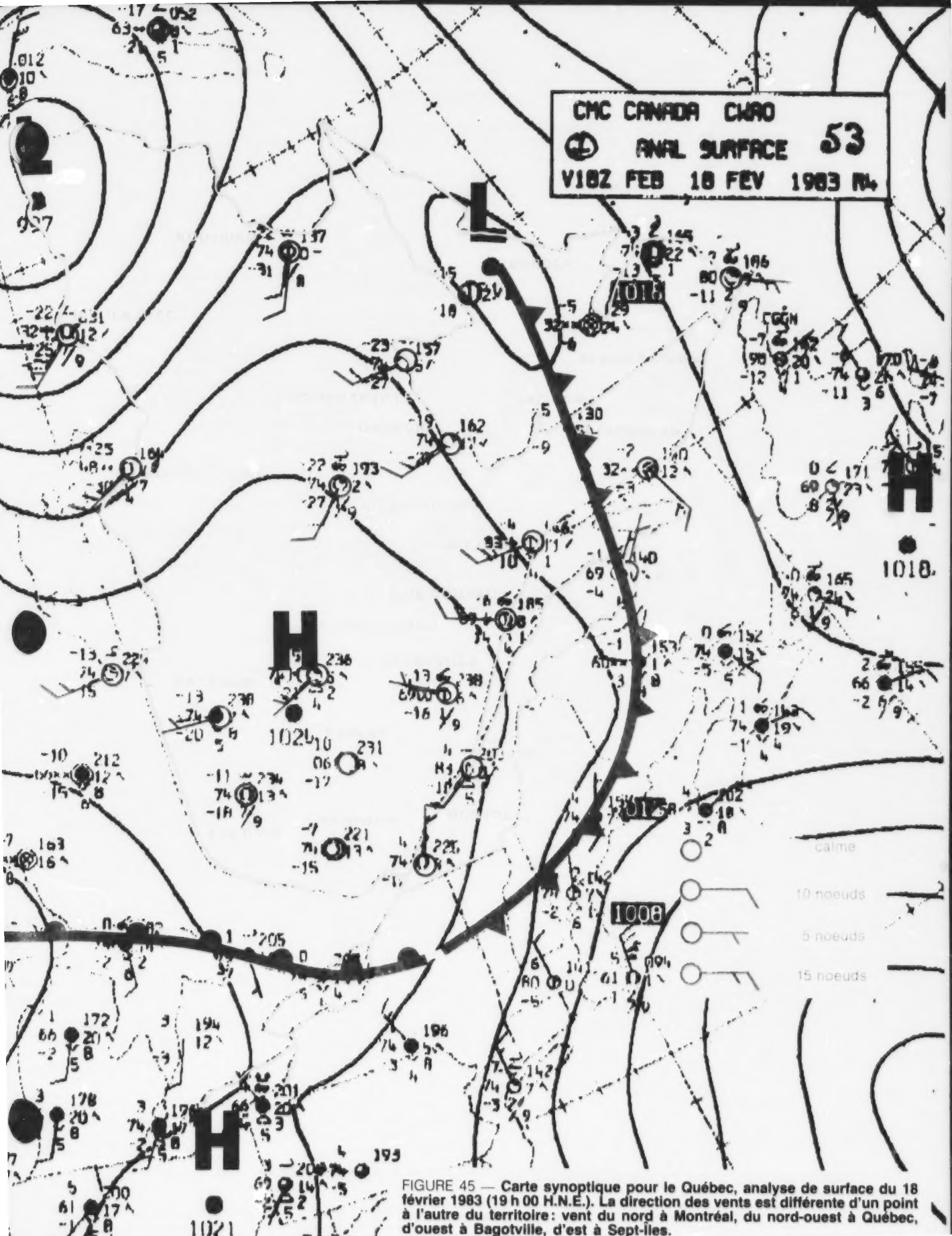


FIGURE 45 — **Carte synoptique pour le Québec, analyse de surface du 18 février 1983 (19 h 00 H.N.E.). La direction des vents est différente d'un point à l'autre du territoire: vent du nord à Montréal, du nord-ouest à Québec, d'ouest à Bagotville, d'est à Sept-Îles.**

doit aussi en tenir compte pour déterminer la visibilité, les nuages et les températures.

La température

Tout comme l'humidité, la température caractérise les masses d'air et peut changer brusquement lors d'un passage frontal –*changement de masses d'air*–. La température change également à l'intérieur d'une même masse d'air selon les variations locales et diurnes. Pour un même lieu, elle varie suivant qu'il fait jour ou nuit tandis que l'humidité de l'air, la présence de nuages et la proximité de masses d'eau réduisent le réchauffement diurne et le refroidissement nocturne. Dans les grandes villes, le manteau de pollution joue un rôle analogue tout comme une forte consommation d'énergie réchauffe l'environnement urbain. Le relief modifie aussi la température en répartissant inégalement l'insolation et en accumulant l'air froid dans les vallées la nuit. De plus, les divers éléments de la surface terrestre se réchauffent et se refroidissent eux-mêmes inégalement; par exemple, les surfaces rocheuses et sablonneuses sont plus chaudes le jour et plus froides la nuit que les régions herbeuses ou boisées.

La température varie aussi verticalement. Au sol, elle est généralement plus chaude le jour et plus froide la nuit qu'à la hauteur de 1,3 mètre –*le niveau de l'abri météorologique*– à laquelle s'appliquent les prévisions. Même si le minimum nocturne à ce niveau est de quelques degrés au-dessus du point de congélation, le gel demeure possible au niveau du sol lorsque le vent tombe et que le ciel se dégage. Cependant, la présence de vent tend à uniformiser ces variations horizontales et verticales de températures.

Tous ces facteurs servent à déterminer les minima et maxima thermométriques des prévisions destinées au public ainsi que les degrés-jours de croissance et les risques de gel au sol pour les agriculteurs. La prévision des températures intéresse aussi d'autres usagers tels que les entreprises de chauffage et les services de déneigement. Les risques de givrage et la nature des précipitations sont importants pour la sécurité routière et aérienne. Le météorologiste lui-même refère à la température pour prévoir l'humidité, la stabilité de l'air et leurs conséquences sur la formation de nuages convectifs, de précipitations, de brouillard, etc.

La diffusion des prévisions

Les prévisions météorologiques sont émises sous forme de bulletins réguliers quatre fois par jour et révisés entre-temps. Ces prévisions sont valides pour deux à trois jours. On émet également des aperçus, allant jusqu'à cinq jours.

En outre, pour les agriculteurs, un bulletin météo agricole est émis deux fois par jour en saison de végétation. Des bulletins spéciaux d'alerte sont également émis en cas d'orages violents, de grèle, de vents forts ou de pluies abondantes.

D'autres bulletins émis une à quatre fois par jour répondent aux besoins de l'aviation, des activités maritimes, de la foresterie, du déneigement et d'autres usages spécialisés.

Il faut noter que la meilleure prévision n'atteint son but que si elle parvient à l'utilisateur dans toute son intégrité et dans un laps de temps très court avec les commentaires appropriés à ses besoins. L'acheminement doit être particulièrement rapide pour les prévisions à court terme et les alertes opérationnelles.

La radio est encore le moyen de communication le plus facile d'accès et d'utilisation. Elle permet d'alerter sans délai un grand nombre d'usagers, mais exclut la diffusion de bulletins trop techniques sans intérêt pour la majorité des auditeurs. Le téléphone est plus direct mais il ne peut desservir qu'un petit nombre d'intéressés à la fois.

Une présentation par radio, telle que celle de Radio-météo Canada, permet maintenant dans les grands centres la diffusion sur fréquence exclusive, des renseignements météorologiques 24

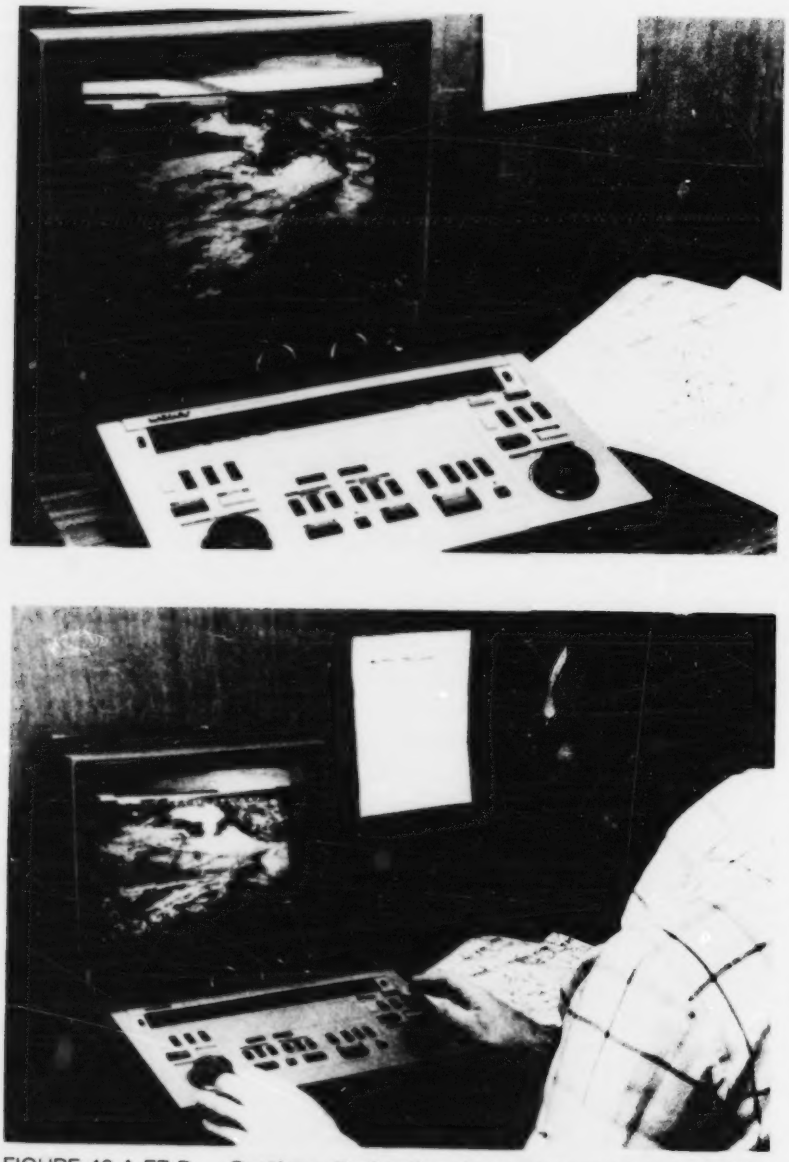


FIGURE 46 A ET B — **Système d'animation des photos prises par satellite. Des photos prises à intervalle d'une heure montrent le déplacement des nuages au cours des dernières 24 heures.**

(Photos A. Hubert, Communication Québec)

heures par jour. Celle-ci ne peut pas être captée par les appareils AM ou FM conventionnels mais plutôt par des appareils appropriés. Ce système donne accès en tout temps aux plus récentes informations météorologiques émises directement par Environnement Canada. Les avis de tempête, de gel, d'orage et de tornade ont évidemment priorité sur toute autre information. Un tel système permet d'attirer l'attention de l'auditeur sur un phénomène particulier par la répétition du message.

Les renseignements fournis par la presse écrite, à cause des impératifs de l'heure de tombée, sont le plus souvent dépassés à l'heure de la parution du journal.

Quant à la télévision, elle tient un rôle assez intéressant dans la diffusion des prévisions. Toutefois, on ne semble pas avoir encore trouvé la formule idéale pour la présentation des données. Les contraintes de temps alloué et les exigences du médium limitent encore l'efficacité de l'information météorologique présentée au petit écran.

Le développement rapide de la technologie moderne permet toutefois d'envisager la mise en application prochaine de système d'accès rapide à une variété d'informations. Par simple signal téléphonique tout usager pourrait alors recevoir sur écran de télévision les plus récentes informations météorologiques.

La fiabilité des prévisions

Pour une période de 24 heures, les prévisions se réalisent à près de 80 %. Ce pourcentage diminue à mesure que l'on prolonge la période d'application. Il y a eu progrès sensible avec l'introduction des nouvelles tehniques d'observation et de traitement des données, mais cette amélioration ne s'est pas reflétée entièrement dans le service à l'usager. Celui-ci veut une prévision précise pour un endroit bien déterminé, alors que souvent, on ne peut lui offrir que des probabilités.

Les déplacements des systèmes sont assez bien prévus par les modèles numériques, mais on comprendra qu'une erreur, même très faible, dans l'évaluation de la trajectoire et de la vitesse de ces mêmes systèmes peut entraîner une erreur substantielle au-delà de 24 heures. Pour un endroit particulier, il y aura décalage dans le temps d'apparition et possiblement des modifications dans l'intensité et la nature des phénomènes prévus.

Les tempêtes hivernales de la Côte Atlantique illustrent bien le dilemme du météorologiste-prévisionniste qui doit quantifier les chûtes de neige. Assez souvent, pour une prévision de 36 à 48 heures, la dépression n'est pas encore formée au moment de l'émission du bulletin. Il faut donc prévoir le lieu de sa naissance quelque part le long de la côte *–le plus souvent près du Cap Hatteras–* et déterminer s'il y aura pluie, pluie verglaçante ou neige selon la trajectoire du système. Qu'une différence de quelques degrés se produise dans l'angle de la trajectoire, la région de Montréal pourra subir ou non une tempête de 30 à 45 cm de neige. D'une façon moins dramatique, le même problème se pose en toute saison de sorte que, en

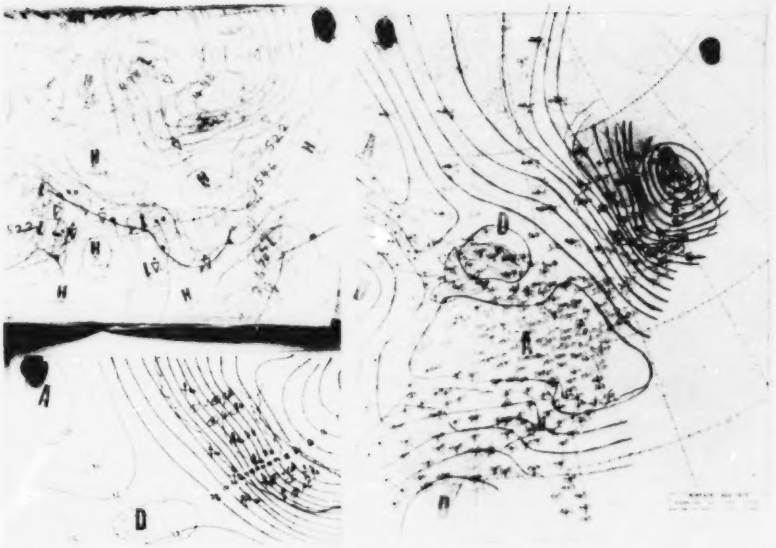


FIGURE 47 — **Cartes météorologiques de surface. Situation actuelle (observations) à droite et prévue à gauche. Ces cartes traçées et analysées à toutes les heures donnent les conditions du temps observées ou prévues.**

(Photo A. Hubert, Communication Québec)

FIGURE 48 — **Surveillant météorologiste à son pupitre de travail. Le surveillant analyse la situation météo et prépare la carte du temps prévu. Le surveillant est responsable de coordonner le travail de l'équipe qui rédige les différents bulletins de prévisions tels que les prévisions publiques et maritimes et les prévisions pour l'agriculture et l'aviation.**

(Photo A. Hubert, Communication Québec)

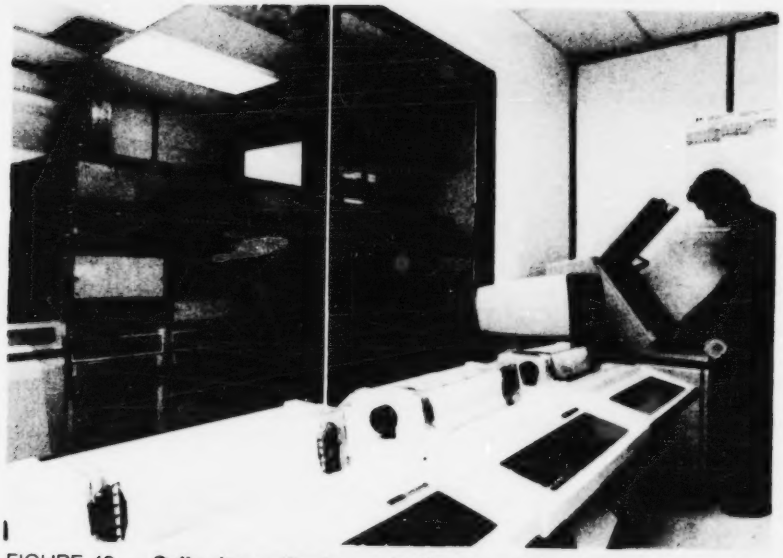


FIGURE 49 — **Salle des ordinateurs du Centre météorologique du Québec. Systèmes de mini-ordinateurs HP/1 000.**

(Photo A. Hubert, Communication Québec.)

FIGURE 50 — **Rédaction des bulletins de prévisions météo. Ces bulletins sont écrits sur écrans cathodiques et sont par la suite transmis automatiquement sur les circuits téléscripteurs; circuits de la presse inclus.**

(Photo A. Hubert, Communication Québec.)

période de transition d'un régime de temps à un autre, la fiabilité des prévisions peut diminuer considérablement.

L'évaluation de l'instabilité de l'air et de l'humidité est une source d'imprécision assez fréquente dans les prévisions. À l'intérieur d'une masse d'air homogène les formations nuageuses provoquées par soulèvement orographique ou convectif peuvent être plus ou moins épaisses et étendues suivant la distribution des températures et de l'humidité. Alors le météorologiste utilisera les expressions: ciel variable, ensoleillé avec passages nuageux ou nuageux avec périodes ensoleillées.

Même si elle est correcte d'une façon générale, la prévision doit toujours être adaptée aux conditions locales et à l'évolution diurne. L'usager ne doit pas non plus se limiter à un rôle passif quant au bulletins météorologiques. Ainsi, l'expérience de l'agriculteur avec sa connaissance du climat local peut compléter le travail du météorologiste. Cette connaissance essentielle du climat local sera améliorée par l'installation d'appreils météorologiques à l'intérieur même de son exploitation. Les données ainsi recueillies lui seront d'ailleurs précieuses non seulement pour suivre l'évolution des conditions météorologiques mais aussi pour planifier les travaux agricoles.

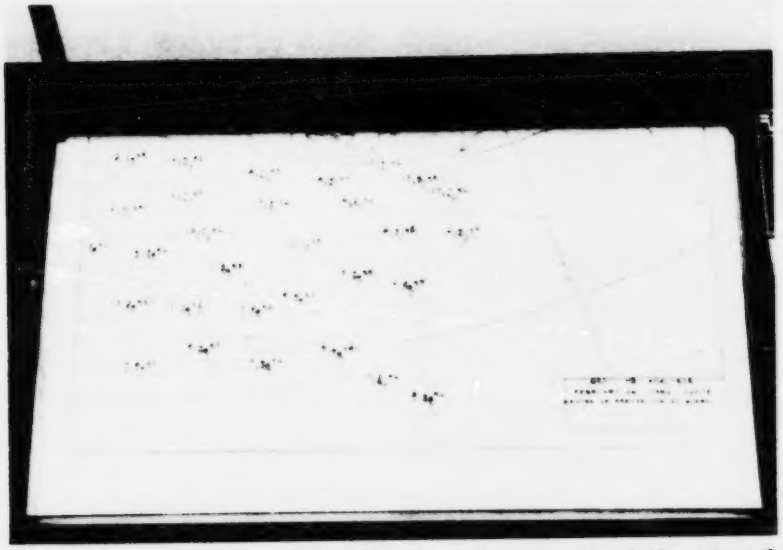


FIGURE 51 — **Carte des vents en altitude. Cette carte est pointée automatiquement aux 12 heures sur pointeur-traceur VERSATEC.**

(Photo A. Hubert, Communication Québec)

LES PRÉVISIONS À LONGUE ÉCHÉANCE

Les bénéfices à tirer de prévisions à longue échéance *–au-delà de 5 jours–* sont considérables. Cependant, les méthodes employées jusqu'ici comportent encore trop d'incertitudes pour que l'on puisse les utiliser comme on le fait dans le cas des prévisions à court terme.

Pour des prévisions au-delà de 5 jours, la climatologie peut rendre des services appréciables. Elle permet de planifier la possibilité ou la rentabilité d'une opération dans le futur. Elle peut décrire le temps de saison et même informer des conditions pour une journée *–la température moyenne du premier juillet par exemple–* avec risques ou pourcentage de probabilité de conditions contraires, extrêmes, etc.

Cette information est connue à priori et ne peut être considérée comme une prévision proprement dite. C'est seulement lorsqu'on peut réduire la marge d'incertitude inhérente à la climatologie en fonction de la situation actuelle et de son évolution récente que l'on peut parler de prévisions à longue échéance. Dans plusieurs pays, dont le Canada, on essaie de réaliser ce genre de prévisions. On doit cependant avoir recours à d'autres moyens que la simple extrapolation à cause de la période de vie limitée des perturbations. On peut utiliser des cartes moyennes de la circulation générale de l'atmosphère qui mettent en évidence certains éléments ou certaines configurations de grandes dimensions. Ces éléments possèdent souvent une stabilité suffisante pour que leur identité soit reconnaissable bien au-delà de trois à cinq jours.

On peut également avoir recours à l'analogie avec les situations passées: c'est la méthode « statistique ». Elle essaie d'établir certaines relations entre différents éléments de situations passées et de situations présentes. En pratique, et en dépit de ses limites, l'approche statisque est la plus utilisée pour les prévisions de 10 jours et plus. Son utilité, bien que souvent marginale, découle du fait qu'elle diminue souvent de façon appréciable la marge d'incertitude que comporte la climatologie.

L'utilisation d'un modèle dynamique pour ce genre de prévision devient une tâche très difficile à réaliser; non seulement les interactions de nombreux éléments modifient constamment les conditions atmosphériques mais aussi il n'est pas encore possible d'obtenir une image suffisamment précise et simultanée de toute l'atmosphère.

Les satellites ne fournissent pas encore de données suffisamment détaillées et nombreuses pour remédier au problème. Cependant ce seront vraisemblablement eux qui nous sortiront de l'impasse. On devine déjà qu'il faudra tenir compte non seulement de l'atmosphère mais également de toute la surface du globe, comme les échanges entre atmosphère-océans et atmosphère-sol et les courants océaniques eux-mêmes. De tels modèles globaux exigent des ordinateurs très puissants et rapides.

LA MODIFICATION DU TEMPS

Modifier à volonté l'évolution normale des phénomènes météorologiques est sans doute une idée fascinante qui a suscité de nombreux travaux. Cependant, la modification du temps et du climat se bute à des difficultés gigantesques.

En fait, l'évolution normale des phénomènes météorologiques est influencée continuellement par l'orographie et la géographie de surface, par certains évènements naturels –*les éruptions volcaniques, par exemple*– ou par des accidents qui peuvent découler des activités humaines. Ainsi, les échanges énergétiques sont perturbés par l'existence de discontinuités à la surface du sol: la rugosité, la capacité thermique du sol, l'évapo-transpiration et l'évaporation des nappes d'eau libre influencent sensiblement le temps local sinon le climat. À grande échelle, ce sont les vastes régions forestières, les océans et les lacs qui influent sur le climat. D'autre part, les poussières volcaniques peuvent modifier le temps de certaines régions en réduisant l'ensoleillement de façon marquée. Avec le phénomène d'urbanisation, l'on observe un climat particulier qui se manifeste par une modification de la température quotidienne. L'accroissement du gaz carbonique causé par l'activité humaine est peut-être à l'origine d'une légère modification des températures à l'échelle du globe.

Entreprendre la modification du climat à grande échelle serait une tentative titanesque. Il s'agirait en somme d'intervenir dans les bilans énergétiques et les sources d'énergie soit en agissant sur l'atmosphère pour changer la réflexion du rayonnement solaire –*une voie pratiquement irréalisable*–, soit en modifiant l'absorption du rayonnement à la surface du globe. On pourrait ainsi imaginer de noircir les glaces de l'arctique, fermer le détroit de Behring ou empêcher l'évaporation sur une large étendue d'eau par l'épandage d'une couche de produits chimiques. À cause de leurs coûts astronomiques la réalisation de tels projets semble encore relever du domaine de la science-fiction. Ne pouvant toutefois écarter de telles possibilités pour les siècles futurs, il serait alors indispensable d'en prévoir les répercussions climatiques et économiques.

Modifier le temps, c'est-à-dire agir sur les phénomènes météorologiques dans un intervalle de temps relativement court, apparaît comme une entreprise moins ambitieuse et sera peut-être un jour réalisable.

Les premières tentatives se sont faites par l'ensemencement des nuages. Il s'agissait de faire pleuvoir en introduisant de fins cristaux de glace sèche ou d'iodure d'argent à l'intérieur des nuages, en utilisant des avions, des obus ou des générateurs au sol. La méthode est souvent efficace pour les nuages cumuliformes des régions tropicales. Cependant de façon générale, les résultats obtenus sur les systèmes de nuages organisés ou les cumulus isolés des régions tempérées se sont avérés peu probants. Dans tous les cas d'ensemencement, la présence de nuages est nécessaire et le choix du nuage et de son stade de développement apparaissent très important. On doit ajouter que le temps de réaction du nuage à l'ensemencement reste difficilement prévisible et ne dépasse jamais la demi-heure. Toute « pluie artificielle » ainsi provoquée dure à peu près le même temps et ne provient que du nuage ou de la portion de nuage ensemencé. De plus, on ne connaît encore aucune technique économiquement réalisable qui puisse permettre de provoquer la pluie sur une vaste région.

Il existe des interventions antigrêles et des tentatives pour maîtriser les ouragans. Les résultats restent très difficiles à analyser et à interpréter à cause de la grande variabilité des conditions à l'intérieur même ce ces phénomènes.

On peut certes intervenir avec succès dans l'évolution de phénomènes locaux en modifiant les conditions physiques nécessaires à leur apparition ou à leur conservation. C'est le cas par exemple de méthodes particulières, très coûteuses et peu répandues, utilisées au niveau de pistes d'aérodromes pour dissiper certains types de brouillards et de nuages stratiformes. C'est le cas aussi d'interventions moins coûteuses pour prévenir le gel par irrigation ou par utilisation de brûleurs.

Si la maîtrise du climat reste encore du domaine de l'imagination, il est certain, que dans certains cas, la modification du temps par l'homme pourrait être réalisable. Cependant, des recherches restent encore nécessaires avant de pouvoir exploiter de façon rationnelle les phénomènes météorologiques naturels. L'Organisation météorologique mondiale est l'autorité internationale en matière de développement scientifique et technique pour la modification du temps, elle a également entrepris d'établir définitivement la faisabilité, la rentabilité et les conséquences de telles opérations. Faire pleuvoir à volonté serait alors une intervention de première importance dans les pays souffrant de sécheresse et de sous-alimentation. Dans les pays plus fortunés, notamment dans notre société nord-américaine, ces nouvelles techniques seraient également très importantes. Elles semblent prometteuses, entre autres, pour combattre les feux de forêts, dissiper le brouillard, maîtriser les tempêtes tropicales et prévenir la grêle et la foudre.

Liste des figures

FIGURE 1 — Orbite de la terre autour du soleil 10

FIGURE 2 — Relation entre l'angle d'incidence et l'efficacité du rayonnement solaire. A- Soleil au zénith, très efficace; B et C- Angles d'incidence plus aigus, insolation moins efficace 10

FIGURE 3 — Influence du relief sur l'insolation et la durée du jour 11

FIGURE 4 — Rayonnement solaire moyen disponible à l'atmosphère et à la surface terrestre 13

FIGURE 5 — L'énergie accumulée à la surface terrestre, sur le sol et dans la mer est retournée en grande partie à l'atmosphère 13

FIGURE 6 — La répartition des températures en altitude définit trois régions: la troposphère, la stratosphère, la mésosphère, séparées par des zones de transition, la tropopause, la stratopause et la mésopause. Quand à la pression, elle décroît très rapidement, et la pression 500 millibars est atteinte vers 5 km d'altitude seulement 14

FIGURE 7 — Effets sur les mouvements verticaux du réchauffement et du refroidissement par la base 14

FIGURE 8 — Le principal mécanisme de condensation est le refroidissement par soulèvement (frontal, convectif orographique) 15

FIGURE 9 — Différents modèles de condensation 16

FIGURE 10 — Déplacement d'air associé à un orage en activité 17

FIGURE 11 — Exemple de circulation thermique. Deux pièces, l'une chaude, l'autre froide, sont séparées par une porte entrebaillée. L'air chaud plus léger monte et est remplacé par de l'air provenant de la pièce froide. Il s'établit une circulation verticale et horizontale qui se continue aussi longtemps que la température n'est pas égale entre les deux pièces 19

FIGURE 12 — Tracé des isobares en fonction des relevés atmosphériques. À noter, les anticyclones (A) et les dépressions (D) 20

FIGURE 13 — Le gradient de pression. Celui-ci s'exprime en kilopascal par degré de latitude; un degré de latitude équivaut à 60 milles nautiques 21

FIGURE 14 — Circulation due à la différence de pression 22

FIGURE 15 — Effet de la force déviante due à une rotation dans le sens contraire des aiguilles d'une montre (hémisphère nord). Lorsque la balle partie de A atteindra le point B, B sera B' ; par rapport à la surface terrestre, la balle paraîtra avoir suivi la trajectoire A A', déviant continuellement de son objectif B.
À noter que la balle dévie toujours vers la droite de la trajectoire 22

FIGURE 16 — À chaque niveau, le vent se déplace suivant les isobares correspondant à ce niveau, dans le sens horaire autour des centres de haute pression et dans le sens antihoraire autour des centres de basse pression. La vitesse est plus grande quand les isobares sont plus rapprochées 23

FIGURE 17 — Orientation du vent dans l'hémisphère nord par rapport aux centres de pression 23

FIGURE 18 — Spirale d'Ekman. La direction du vent devient de plus en plus parallèle aux isobares à mesure que la résistance due au sol diminue 24

FIGURE 19 — Illustration du rapport entre la température moyenne (Tm) et la hauteur (h) d'une colonne d'air froid et d'une colonne d'air chaud pour des pressions égales ($P_1 = P_2$) au niveau moyen de la mer (NMM) 25

FIGURE 20 — Niveaux de pression constante sous différents anticyclones et dépressions 26

FIGURE 21 — Schéma de la circulation générale au niveau de la mer 27

FIGURE 22 — Schéma de la circulation générale en altitude (700 milibars) à la tropopause 28

FIGURE 23 — Théorie de Hadley. Application à une terre immobile de la cellule de convention. L'air équatorial surchauffé monte vers la tropopause et se dirige en altitude vers les pôles plus froids, redescend vers la surface et retourne refroidi à l'équateur 29

FIGURE 24 — Modèle tricellulaire de circulation générale 29

FIGURE 25 — Circulation en altitute et régime de temps. Schéma de développement des systèmes ondulatoires et tourbillonnaires 30

FIGURE 26 — Courant de l'ouest en altitude au-dessus de l'Amérique du Nord avec courant-jet (→→). Situation d'hiver 31

FIGURE 27 — Circulation en altitude et régimes de temps. Les dépressions de surface se trouvent normalement sous le flux du sud-ouest qui précède un creux en altitude. Les anticyclones se trouvent sous le flux du nord-ouest ou de l'ouest à l'avant d'une crête en altitude 31

FIGURE 28 — Schéma de la circulation tropicale 32

FIGURE 29 — Différentes masses d'air possibles sur l'Amérique du Nord ..... 36 à 39

FIGURE 30 — Stade initial de la dépression frontale 40

FIGURE 31 — Cyclogénèse 40

FIGURE 32 — La dépression frontale atteint sa maturité 40

FIGURE 33 — L'occlusion débute 41
FIGURE 34 — Après l'occlusion 41
FIGURE 35 — La dépression devient une dépression froide quasi stationnaire qui se remplit rapidement 41
FIGURE 36 — Zone de formation des ouragans, leurs principales routes et température moyenne à la surface de la mer lors du mois le plus chaud 42
FIGURE 37 — Ouragan Kate sur le Golfe du Mexique, 20 novembre 1985 43
FIGURE 38 — Schéma d'une perturbation. Cette figure représente de 1 000 à 1 500 km de long 45
FIGURE 39 — Distribution de la pression au niveau de la mer. (Janvier) 46
FIGURE 40 — Principales trajectoires des dépressions sur l'hémisphère nord 47
FIGURE 41 — Photo prise d'un satellite montrant pour l'Amérique du Nord, la circulation de l'air autour d'une dépression; cette circulation est matéralisée par l'enroulement en spirale des masses nuageuses 48
FIGURE 42 — Photo prise d'un satellite 50
FIGURE 43 — Deux images du radar CARP, situé près d'Ottawa.
La première image représente une tranche horizontale à une hauteur de 1,5 km au-dessus du sol à travers plusieurs cellules orageuses. Les 4 tons de gris correspondent à différentes intensités de pluie.
La deuxième image indique la hauteur des sommets des cellules. Dans ce cas, les tons de gris correspondent à différentes hauteurs, soit 4, 7, 11 ou 15 km au-dessus du sol.
Les cercles pour chaque 40 km autour du radar servent de repères, de même que la géographie sommaire qui apparaît sur chacune des cartes. La partie est du lac Ontario se situe au sud-ouest, l'île de Montréal directement à l'est et le lac Champlain au sud-est 51
FIGURE 44 — Carte météo complète 52
FIGURE 45 — Carte synoptique pour le Québec, analyse de surface du 18 février 1983 (19 h 00 H.N.E.). La direction des vents est différente d'un point à l'autre du territoire: vent du nord à Montréal, du nord-ouest à Québec, d'ouest à Bagotville, d'est à Sept-Îles 55
FIGURE 46 — Système d'animation des photos prises par satellite. Des photos prises à intervalle d'une heure montrent le déplacement des nuages au cours des dernières 24 heures 57
FIGURE 47 — Cartes météorologiques de surface. Situation actuelle (observations) à droite et prévue à gauche. Ces cartes traçées et analysées à toutes les heures donnent les conditions du temps observées ou prévues 58
FIGURE 48 — Surveillant météorologiste à son pupitre de travail. Le surveillant analyse la situation météo et prépare la carte du temps prévu. Le surveillant est responsable de coordonner le travail de l'équipe qui rédige les différents bulletins de prévisions tels que les prévisions publiques et maritimes et les prévisions pour l'agriculture et l'aviation 58
FIGURE 49 — Salle des ordinateurs du Centre météorologique du Québec. Systèmes de mini-ordinateurs HP/1 000 59
FIGURE 50 — Rédaction des bulletins de prévisions météo. Ces bulletins sont écrits sur écrans cathodiques et sont par la suite transmis automatiquement sur les circuits téléscripteurs; circuits de la pression inclus 59
FIGURE 51 — Carte des vents en altitude. Cette carte est pointée automatiquement aux 12 heures sur pointeur-traceur VERSATEC 60